

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Д.В. Коваленко, Е.Е. Чернов

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

На Камчатке и юге Корякии можно выделить пять древних островодужных сегментов, остатки которых включены в покровно-складчатую структуру этих районов – Паланский, Восточно-Камчатский, Кроноцкий, Южно-Корякский и Говенский. В позднем мелу островодужные сегменты располагались на западе Тихого океана в широтном интервале от тридцатого до пятидесяти пятого градуса северной широты и, возможно, вытягивались приблизительно параллельно окраине континента в виде единой островодужной системы, отделяя от океана бассейны шириной не более 1000 км. Коллизия островодужных сегментов с континентом была в разное время – от позднего мела до миоцена – и протекала со сдвиговой компонентой (Паланский и Восточно-Камчатский сегменты) или без нее (Кроноцкий и Южно-Корякский сегменты).

Ключевые слова: палеомагнетизм, аккреция, коллизия, палеоширота, вращение геологических блоков, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема геологического развития активных континентальных окраин привлекает внимание геологов на протяжении многих десятилетий. Ярким примером активной континентальной окраины (АКО) являются районы Камчатки и юга Корякии. Они характеризуются сложной покровно-складчатой геологической структурой, в которой участвуют комплексы горных пород, сформированные в различных геодинамических условиях (островодужные, окраинноморские, континентальное подножие и др.) и тектонически совмещенные в разные периоды геологической истории во время коллизионных процессов и процессов тектонической аккреции. По мере накопления новых данных о геологическом строении Камчатки и юга Корякии в разных работах предлагались многочисленные варианты палеотектонических реконструкций для этих районов [1, 6, 10, 42, 49, 55, 70, 76, 85].

По мнению Н.А. Богданова и др. [6], В.Д. Чеховича [70], С.Д. Соколова [49], В.П. Зинкевича с соавторами [1] в мелу и раннем кайнозое на северо-западе Тихого океана существовала островная дуга или система островных дуг, отделенных от континента бассейнами окраинных морей. В раз-

личных моделях предложены разные механизмы закрытия таких бассейнов и, как следствие, тектонического совмещения окраинноморских и островодужных комплексов пород с окраиной континента. В работах [30, 32, 70, 72, 76] предполагалось, что островные дуги развивались на северной конвергентной границе плиты Кула и вместе с ней перемещались до их коллизии с континентом. На основе анализа геологических и единичных в то время палеомагнитных данных E.L. Geist, T.L. Vallier и D.W. Sholl [85] выдвинули гипотезу о коллизии островной дуги с континентом значительно южнее ее современного положения и последующем ее перемещении на север по сдвигам вдоль простираания окраины материка. В монографии [41] высказано еще одно мнение, что, начиная с позднего мела, районы Камчатки и Охотского моря развивались как единый крупный тектонический блок, который в основном претерпевал вертикальные движения.

Реконструкции, предлагаемые в данной работе, в какой-то степени можно назвать итоговыми, так как практически завершены палеомагнитные исследования Камчатки и юга Корякии и проведено комплексное геологическое изучение мезозойских выступов Западной Камчатки, до сих пор слабо исследованных в геологическом плане.

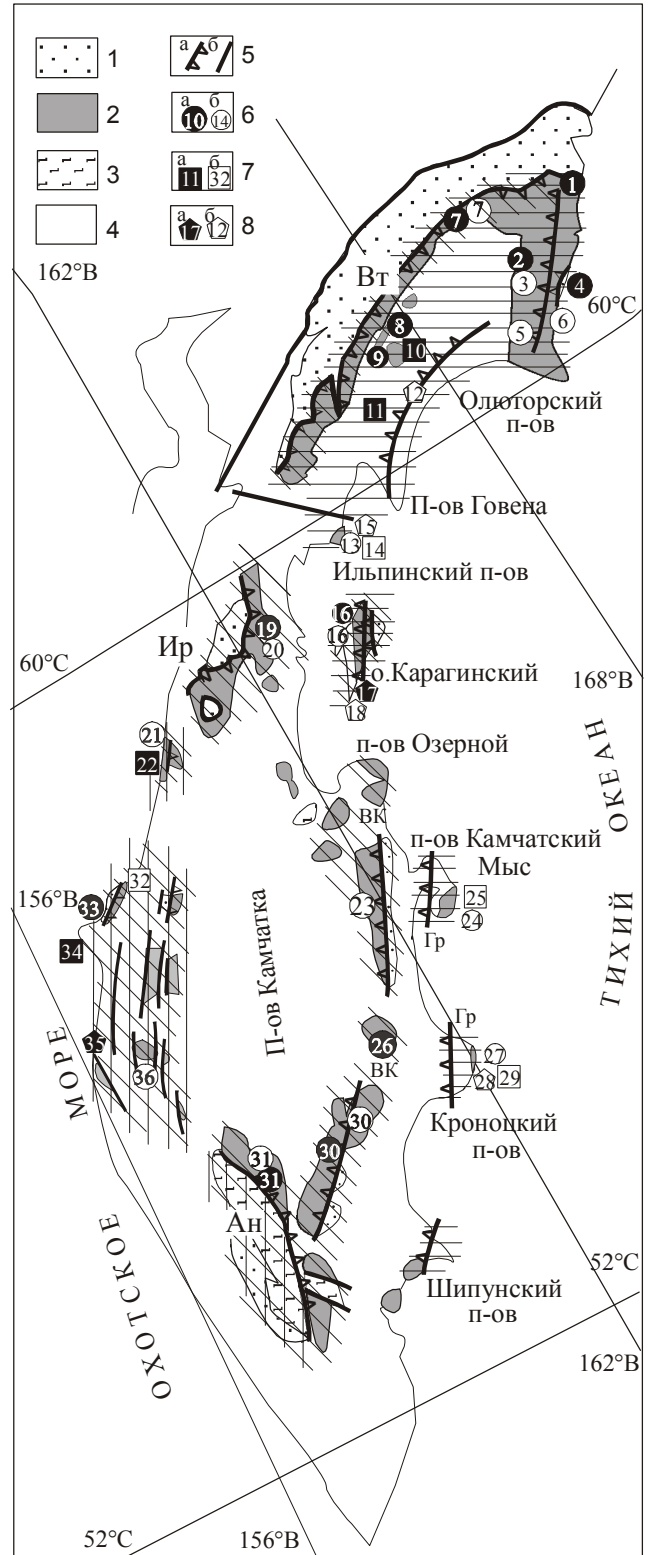
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ И ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ ЭКЗОТИЧЕСКИХ ТЕРРЕЙНОВ

На рис. 1 показаны ареалы распространения геологических комплексов Камчатки и юга Корякии, которые в разное время были вовлечены в покровно-складчатые деформации, вероятно, связанные с коллизионными или аккреционными процессами. По возрасту покровно-складчатых деформаций и особенностям геологической структуры на Камчатке и юге Корякии выделяются многочисленные структурные зоны (рис. 2, 3).

В строении **Западно-Камчатской структурной зоны** участвуют мезозойские и кайнозойские комплексы пород. Мезозойские комплексы обнажаются в немногочисленных выступах, показанных на рис. 1 и 2, среди толщ мощного кайнозойского чехла Западной Камчатки. Нижнее структурное положение занимают альб-кампанские, возможно, маастрихтские терригенные флишеидные кварц-полевошпатовые толщи [9, 47, 68]. На терригенные толщи, по-видимому, с востока надвинуты пластины юрско-меловых кремнисто-яшмовых и кремнисто-базальтовых комплексов пород, вероятно, накопившихся в условиях спредингового бас-

Рис. 1. Положение перемагнитненных и неперемагнитненных толщ в геологической структуре Камчатки и юга Корякии.

1 – Хозгонско-Лесновско-Укелятский флишевый пояс; 2 – позднемеловые островодужные толщи; 3 – выступы метаморфического фундамента; 4 – районы распространения кайнозойских толщ; 5 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 6–8 – перемагнитненные (а) и неперемагнитненные (б) толщи позднемелового (6), палеоценового (7) и эоценового (8) возраста. Цифры в кружках показывают различные районы, где проводились палеомагнитные исследования: 1 – бухта Анастасии [28]; 2, 3 – бассейн р. Ничакваям [25]; 4 – мыс Витгенштейна [25]; 5 – бассейн р. Бурной [28]; 6 – м. Вулканический [28]; 7 – верховья р. Апуки [44]; 8, 9 – хр. Майны-Какыйне [27]; 10 – Ивтыгинский хребт [27]; 11 – бассейн р. Хатапваям [27]; 12 – хр. Малиновского [27]; 13–15 – Ильпинский п-ов [24]; 16–18 – о. Карагинский [29]; 19, 20 – Камчатский перешеек [38]; 21, 22 – устье р. Палана [34]; 23 – хр. Кумроч [38]; 24, 25 – п-ов Камчатский мыс [38]; 26 – хр. Гумрок [20]; 27–29 – Кроноцкий п-ов [38]; 30 – Валагинский хребт [20]; 31 – Малкинский выступ [31]; 32, 33 – хр. Омгон [68]; 34 – Утхолокский п-ов [34]; 35 – м. Онгон [69]; 36 – бассейн р. Тихой [69]. Горизонтальная штриховка – области миоценовой складчатости, косая – раннеэоценовой, вертикальная – позднемеловой. На положение разных штриховок свидетельствует о том, что в



этих районах проявлены несколько этапов деформаций пород. Геологическая основа взята в [76] и дополнена авторами.

Тектонические покровы: ВТ – Ватынский, Ир – Ирунейский, Ан – Андриановский. Гр – надвиг Гречишкина; ВК – Восточно-Камчатская зона.

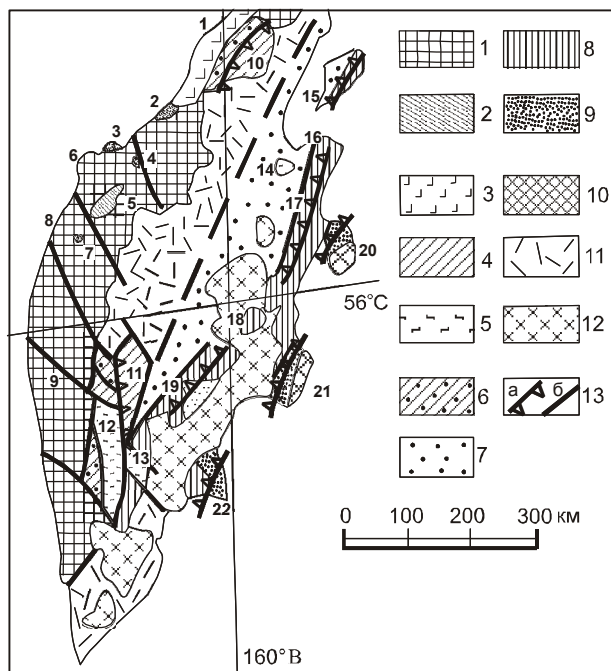


Рис. 2. Схема тектонического строения Камчатки, по данным [1, 10] с дополнениями авторов.

1, 2 – Западно-Камчатская зона: 1 – кайнозойские осадочные толщи, 2 – выступы вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных толщ островных дуг и окраинных морей (J_3 -K); 3 – Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс (кинкильские и божедомовские вулканы, P_2); 4 – Центрально-Камчатская зона (вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования островных дуг и окраинных морей (K_2 - P_1); 5 – выступы метаморфических пород (PZ - MZ); 6 – лесновские и хозгонские флишевые толщи (K - P_1); 7 – Центрально-Камчатский прогиб (осадочные толщи, P - N); 8 – Восточно-Камчатская зона (офиолиты, K_2), вулканогенно-осадочные толщи островных дуг (K_2 - P_1) и флишеидные толщи (ветловский комплекс) (P); 9 – Тюшевский прогиб (кайнозойские осадочные толщи); 10 – зона террейнов восточных полуостровов Камчатки (вулканогенно-осадочные и кремнисто-вулканогенные образования островных дуг (K_2 - P) и блоки сложного строения (K - N); 11 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (P_3 - Q); 12 – Восточно-Камчатский вулканический пояс (Q); 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные. Цифры на схеме: 1 – Пенжинский район, 2 – Паланский район, 3 – п-ов Омгон, 4 – бассейн р. Рассошина, 5 – система хребтов Кылымс-Медвежий-Пенсантайн, 6 – п-ов Утхолок, 7 – бассейн р. Тихой, 8 – мыс Хайрюзова, 9 – Колпаковский район, 10 – Камчатский перешеек, 11 – юг Срединного хребта, 12, 13, 14 – Малкинский, Ганальский и Хавывенский выступы метаморфических пород, 15 – о. Карагинский, 16 – п-ов Озерной, 17 – хр. Кумроч, 18 – хр. Тумрок, 19 – хр. Валагинский, 20 – п-ов Камчатский мыс, 21 – п-ов Кроноцкий, 22 – п-ов Шипунский.

сейна. Верхнее положение в структуре занимают сантон-маастрихтские кремнисто-вулканогенные толщи, сформировавшиеся в условиях островной дуги [11, 34, 36, 37, 40, 68]. Толщи интенсивно дислоцированы, в Паланском районе отчетливо видно, что они залегают в покровно-складчатой структуре западной vergentности, в некоторых районах фиксируются левосторонние сдвиговые структуры.

Позднемиоценовые комплексы с несогласием перекрыты относительно слабо деформированными кайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными мелководными, в некоторых случаях континентальными толщами, сформированными в шельфовых и прибрежно-морских условиях кайнозойской континентальной окраины [10, 41, 80]. Среднеэоцен-миоценовые толщи с резким угловым несогласием залегают на меловых и палеоценовых. В толщах присутствуют среднеэоценовые субэаральные вулканы (кинкильские и божедомовские), являющиеся частью **Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса** [59].

На юге Камчатки восточнее Западно-Камчатской зоны картируются палеозойские и мезозойские метатерригенные и метавулканогенные, метаморфизованные вплоть до амфиболитов породы **Малкинского выступа** [12, 13, 22, 45, 52, 53, 61–63, 72, 75, 79]. В разных толщах выступа фиксируются два этапа метаморфизма: 140–120 млн лет назад (Rb/Sr) для колпаковской серии [14, 35] и 60 ± 10 млн лет назад (K/Ar) для пород малкинской серии [12, 14]. Кроме того, из пород колпаковской свиты были выделены метаморфические цирконы с возрастом 47–53 млн лет [35], а в толщах малкинской серии Г.Е. Бондаренко с соавторами [12, 13] закартировали синкинематические тела плагиогранитов с возрастом 65 ± 10 млн лет, приуроченные к надвигам. В пределах Малкинского выступа также закартированы толщи барабских конгломератов палеоценового возраста [75], местами несогласно залегающих на метаморфических породах и на практически неметаморфизованных кремнистых пачках, по облику схожих с кремнями мезозойских толщ Западно-Камчатской зоны (А.Е. Шанцер, устное сообщение).

Толщи Малкинского выступа окаймляются позднемиоценовыми–раннекайнозойскими кварц-полевошпатовыми **флишевыми комплексами** (хозгонская серия), аналоги которых распространены на Камчатском перешейке (лесновская свита) и на

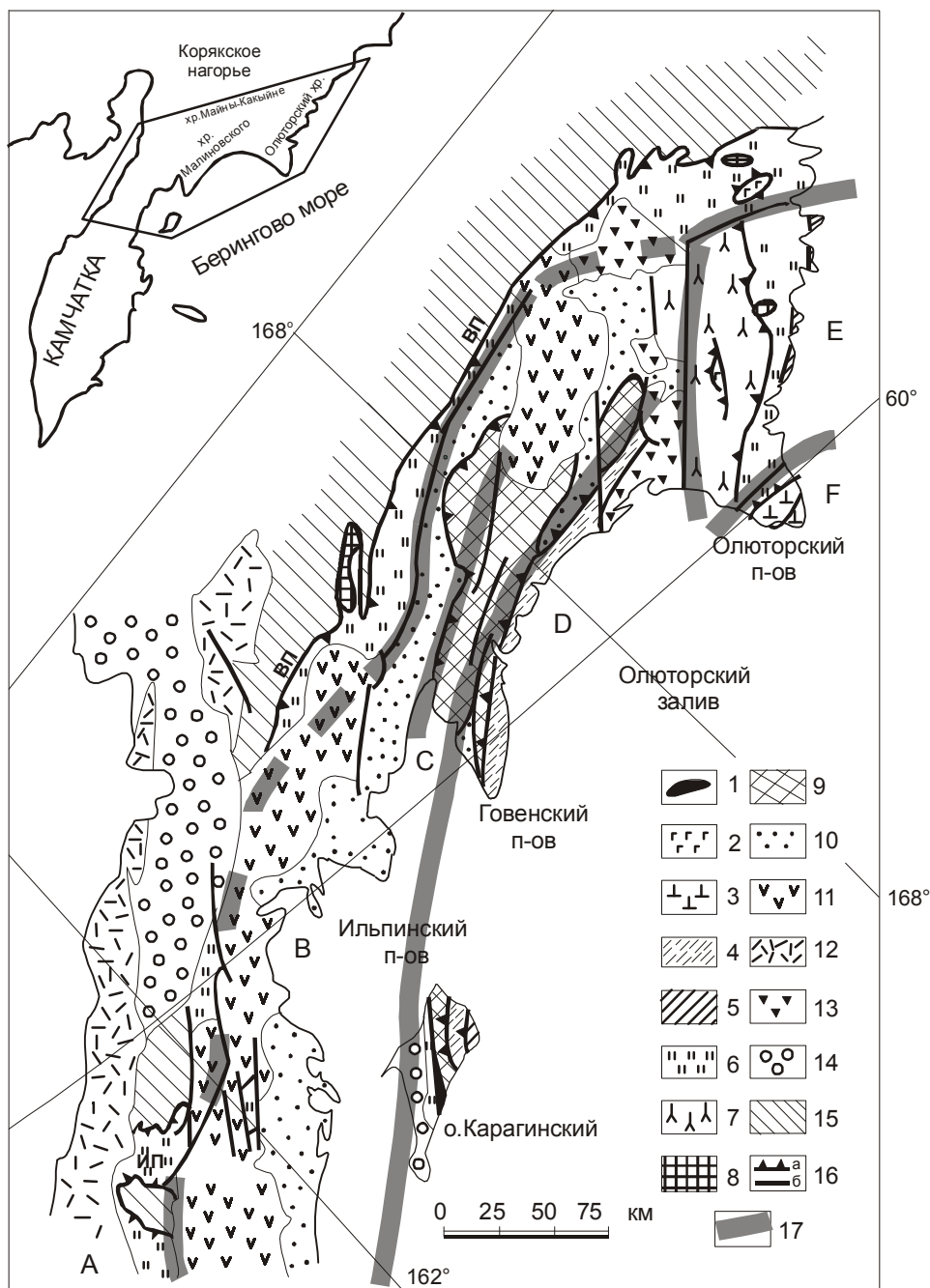


Рис. 3. Геологическая схема северо-западного складчатого обрамления Командорской котловины [70].

1–3 – океанические комплексы: 1 – офиолитовый (K_2), 2 – океанических базальтов (K_2al-cp), 3 – океанических базальтов щелочного типа (K_2cp-d); 4–5 – комплексы глубоководных желобов и аккреционных призм: 4 – флишеидный (P_1-P_3), 5 – осадочного меланжа (K_2-P_3); 6–10 – островодужные комплексы: 6 – кремнисто-вулканогенный (K_2st-cp), 7 – вулканогенно-обломочный (K_2cp-d), 8 – комплекс реликтов магматических камер островной дуги (дунит-клинопироксенит-габбровый) (P), 9 – вулканогенно-осадочный (P_2-P_3), 10 – вулканогенно-терригенный (K_2-P_3); 11, 12 – комплексы активных континентальных окраин: 11 – Апуско-Вывенский (N_2-Q), 12 – Западно-Камчатско-Коряжский (P); 13 – рифтогенные вулканиты Апуского грабена ($P-N$); 14 – рыхлые неоген-четвертичные отложения; 15 – флишевые толщи Укелятско-Лесновской зоны (K_2-P_1); 16 – надвиги (а) и субвертикальные разломы (б); 17 – границы структурных зон. Структурные зоны: А – Фронтальная; В – Ильпинско-Пахачинского прогиба; С – Говенская; D – аккреционной призмы; Е – Центральная зона Олюторского хребта; F – Олюторского полуострова. ВП, ИП – соответственно, Ватынский и Ирунейский тектонические покровы.

юге Корякии (Укеляятский флиш) (рис. 1, 2, 3). Флишевые толщи залегают в сложной покровно-складчатой структуре северной вергентности на юге Корякии и западной вергентности – на Камчатке [1, 8, 11, 48, 49, 55, 70, 73, 76]. В работах [46, 48] показано, что формирование структуры толщ могло протекать при транспрессии с левосдвиговой компонентой движения.

Аллохтонные пакеты тектонических чешуй и пластин окраинноморских и островодужных толщ **Центрально-Камчатской и Фронтальной** (на юге Корякии) зон с востока (на Камчатке) и с юга-востока (в Корякии) надвинуты в виде Андриановского, Ирунейского и Ватынского тектонических покровов (рис. 1, 2, 3) на флишевые отложения [1, 6, 11, 57, 58, 60]. Пластины альб-кампанских и кампан-маастрихтских кремнисто-яшмовых и вулканогенных окраинноморских пород занимают нижнее положение в структуре аллохтона. Сантон-кампанские и кампан-датские вулканогенно-осадочные островодужные породы занимают верхнее структурное положение в аллохтоне и надвинуты с востока на океанические толщи [22, 57, 58]. На севере Центрально-Камчатской зоны (Камчатский перешеек) автохтонные и аллохтонные толщи с резким угловым несогласием перекрыты среднеэоценовыми вулканитами кинкильской серии. Структура фронтальной зоны на юге Корякии с угловым несогласием перекрыта породами олигоцен-миоценового возраста [15]. А.В. Федорчуком и др. [57] во фронтальной зоне описаны дайки, силлы и мелкие штокообразные тела магматических пород кислого состава (45–46 млн лет по K/Ar), которые интродуцируют пакеты тектонических чешуй, описанные выше. Они существенно меньше тектонизированы и не затронуты расланцеванием и иногда залечивают тектонические контакты между различными чешуями и пластинами. В отчете к геологической карте масштаба 1:50 000 [19] опубликованы датировки калий-аргонового метода по биотитам и калиевому полевому шпату из гранитоидов, секущих флишевые толщи, которые соответствуют 30 ± 0.5 и 34 ± 0.5 млн лет.

Геологическое строение **Восточно-Камчатской зоны** (рис. 1, 2) различно в ее восточной и западной частях. На западе зоны картируются полого падающие на восток пластины, сложенные только кампан-палеоэоценовыми островодужными образованиями. На востоке позднеэоценовые островодужные породы совместно с образованиями позднеэоценового-раннепалеоэоценового ветловского флишево-олистостромового комплекса слагают си-

стему чешуй юго-восточной вергентности, разделенных крутопадающими надвигами. Формирование пологопадающих структур на западе зоны, по видимому, произошло раньше, чем формирование структур юго-восточной вергентности на востоке, так как в Валагинском хребте описаны надвиги юго-восточной вергентности, секущие пакет пологозалегающих пластин [1]. Толщи, схожие с ветловскими, участвуют в структуре **зоны аккреционной призмы** на юге Корякии (рис.3) [16, 54, 70]. Во многих районах Восточно-Камчатской зоны фиксируется резко несогласное залегание среднеэоценовых пород на меловых и палеоэоценовых комплексах [1, 5, 77].

Обнажающиеся в пределах Восточно-Камчатской зоны метаморфические породы (**Ганальское поднятие** на юге Камчатки [43, 51] и **Хавывенское поднятие** на севере [3]) включают островодужные и океанические толщи, метаморфизованные до амфиболитов, не имеющие надежных датировок возраста. Важным элементом строения Ганальского выступа являются синкинематические пластовые тела габбро и плагиогранитов, маркирующие зоны тектонических покровов, в том числе, залегающие в основании надвига позднеэоценовых неметаморфизованных островодужных толщ. Имеющиеся определения возраста синдеформационного метаморфизма и возраст синкинематических тел плагиогранитов 50.7 ± 1.5 и 47 ± 1.2 млн лет соответствуют раннему эоцену (границе ипра-лутета) [1].

Структуры Восточно-Камчатской зоны отделены от Центрально-Камчатской зоны кайнозойскими толщами **Центрально-Камчатской депрессии**, продолжающимися на север в пролив Литке. На востоке структуры Восточно-Камчатской зоны надвинуты по надвигу Гречишкина на миоэоценовые осадочные толщи **Тюшевского прогиба** [1].

Зона восточных полуостровов Камчатки включает поднятия Камчатского мыса и Кроноцкого полуострова (рис. 1, 2) [1, 65]. В геологической структуре этих районов участвуют позднеэоценовые и палеоэоценовые вулканогенно-осадочные островодужные толщи и блоки сложного строения, включающие интенсивно дислоцированные островодужные, олистостромовые и океанические образования мелового и палеоэоцен-раннеэоценового возраста. На п-ове Камчатский мыс островодужные толщи слабо дислоцированы и залегают согласно. На Кроноцком поднятии меловые и палеоэоценовые островодужные образования характеризуются покровно-складчатым строением.

Структура **зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба** на юге Корякии (рис. 3) характеризуется северной вергентностью [70]. Позднемеловые–раннепалеоценовые толщи зоны сложены вулканогенно-осадочными островодужными породами, выше которых согласно залегают палеогеновые и раннемиоценовые терригенные толщи [17, 18, 50].

Зона Олюторского хребта характеризуется структурой юго-восточной вергентности. Она по субвертикальным разломам отделена от структуры фронтальной зоны северной вергентности (рис. 3). Нижнее структурное положение в зоне Олюторского хребта занимают позднемеловые и палеоценовые флишево-олистоострововые толщи. С северо-запада на них надвинуты пластины вулканогенных и кремнисто-вулканогенных островодужных толщ кампан-датского возраста, среди которых в тектонических окнах обнажаются вулканогенные образования коньяк-сантонского возраста, сформированные, по-видимому, в задуговом бассейне [70].

На юге Корякии выделен также среднеэоцено-олигоценый **островодужный комплекс хр. Малиновского (Говенская зона)**. Геологическая структура зоны характеризуется веерообразным распределением осевых плоскостей складок и плоскостей сместителей надвигов [70]. Толщи комплекса не протягиваются на Камчатку и без видимых структурных несогласий залегают на поздне-меловых островодужных породах [67, 70].

Вулканиты позднеолигоцен-четвертичного **Центрально-Камчатского** и плиоцен-четвертичного **Восточно-Камчатского** окраинно-континентальных поясов запечатывают более древние структуры Камчатки и юга Корякии [1, 6].

Геодинамическому анализу комплексов пород Камчатки и юга Корякии, а также тектонической эволюции этих районов в позднем мелу и кайнозое посвящено большое количество публикаций [2, 6, 21, 30, 32, 41, 49, 55, 70, 72, 76, 84, 85]. Практически во всех работах мнения сходятся относительно геодинамической принадлежности кайнозойских пород Западной Камчатки. Предполагается, что они сформировались в шельфовых и прибрежно-морских условиях кайнозойской континентальной окраины [41].

Гипотезы о происхождении и тектоническом развитии метаморфических пород в Малкинском, Ганальском, Хавывенском выступах очень разнообразны в связи со сложностью метаморфических объектов. Н.А. Богданов и В.Е. Хаин [10] считают, что все метаморфические комплексы являлись час-

тью микроконтинента, тектонически совмещенного с материком в раннем кайнозое. Другие исследователи полагают, что некоторые метаморфизованные комплексы могли являться частями аллохтонных толщ, распространенных в Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах, и подверглись метаморфизму при деформациях этих толщ [1, 13].

Присутствующие в структурных зонах Камчатки и юга Корякии вулканогенные, кремнисто-яшмовые, кремнисто-вулканогенные комплексы пород с океаническими петролого-геохимическими свойствами, очевидно, являются экзотическими и сформировались в условиях спрединга океанических или задуговых бассейнов [1, 6, 49, 55, 70, 72, 76], закрывшихся в разное время.

На северо-востоке России выделяются несколько протяженных окраинно-континентальных поясов, по-видимому, маркирующих зоны субдукции под континент в различные периоды времени: плиоцен-четвертичный **Восточно-Камчатский**; позднеолигоцен-четвертичный **Центрально-Камчатский**, простирающиеся с юга на север вдоль Камчатского полуострова в южную Корякию; среднеэоцен-олигоценый **Западно-Камчатско-Корякский**, протягивающийся от западной Камчатки в центральную Корякию; позднемеловой **Охотско-Чукотский**, вулканиты которого распространены от Сихоте-Алиня до Чукотки и Северной Аляски [1, 8, 23, 59, 72, 80]. Перечисленные пояса простираются на большие расстояния, с резкими угловыми несогласиями "запечатывают" более древние структуры, сложенные разновозрастными породами различных геологических формаций, а слагающие их толщи во многих районах слабо деформированы. В работе [41] палеоценовые силлы и базальты, обнажающиеся в центральных районах Западно-Камчатской зоны (п-ова Омгон и Утхолок), также рассматриваются как окраинно-континентальные, так как они схожи по геохимическим характеристикам с вулканитами активных континентальных окраин. Тем не менее, в этой же работе высказывается и мнение об их рифтогенной природе.

К экзотическим островодужным террейнам в структуре Камчатки и юга Корякии отнесены толщи меловых вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных пород Западно-Камчатской зоны, позднемеловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные, кремнистые и кремнисто-вулканогенные толщи Центрально-Камчатской зоны и

Фронтальной зоны юга Корякии, Восточно-Камчатской зоны, зоны Олюторского хребта, Говенской зоны, Ильпинско-Пахачинского прогиба, зоны террейнов восточных полуостровов Камчатки (рис. 1, 2, 3). В работах [1, 6, 49, 55, 70] высказываются мнения о том, что островодужные породы, участвующие в структуре перечисленных выше зон, являются остатками нескольких островных дуг.

Мел-палеогеновые островодужные толщи зоны восточных полуостровов Камчатки (Кроноцкий п-ов, Столбовской блок на п-ове Камчатский мыс), располагающиеся восточнее надвига Гречишкина, всеми исследователями объединяются в Кроноцкую дугу. Островодужный магматизм в этих толщах в разной степени проявляется с позднего мела (а, возможно, с коньяка [1]) по эоцен, хотя наиболее мощные пирокластические и лавовые образования накапливались в позднем мелу и палеоцене. Геологические структуры вдоль круто падающего на запад надвига Гречишкина рассматриваются как сутурная зона. Она отделяет геологические комплексы Восточно-Камчатской зоны от комплексов Тюшевского прогиба и Восточных полуостровов Камчатки (рис. 1, 2). Вероятно, к Кроноцкой дуге принадлежат и экзотические палеоцен-эоценовые островодужные толщи Командорских островов, резко отличающиеся по геохимическим свойствам от одновозрастных толщ Алеутских островов [70, 76].

Среднеэоцен-олигоценовые островодужные толщи Говенской зоны, одновозрастные с толщами Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального пояса, интерпретируются как Говенская островная дуга [70]. Эти толщи распространены только на юге Корякии и, по-видимому, их формирование связано с сугубо региональными тектоническими процессами в этом районе [70].

По поводу геодинамической позиции позднемеловых и палеоценовых островодужных образований Западно-Камчатской, Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской, Фронтальной зон, зоны Олюторского хребта и зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба (рис. 1, 2, 3) мнения исследователей различаются.

В работах [1, 76] все эти образования объединяются в одну протяженную энсиматическую Ачайваям-Валагинскую островную дугу, аллохтонные толщи которой надвинуты на край континента по системам Ватынского (на юге Корякии), Ирунейского (на Камчатском перешейке) и Андриановского (в Малкинском выступе) тектонических

покровов. Но Н.А. Богданов и В.Д. Чехович [11] убеждены, что меловые островодужные породы Западно-Камчатской зоны представляют собой остатки самостоятельной дуги (Паланской). Кроме того, в работах [8, 10] позднемеловые-раннепалеоценовые островодужные толщи Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон и структурных зон юга Корякии рассматривают как островодужные сегменты с разными фундаментами: Восточно-Камчатский сегмент развивался на континентальном основании, а Южно-Корякский – на океаническом основании и основании переходного типа.

В связи с таким разнообразием мнений, касающихся тектонической интерпретации геологического строения Камчатки и юга Корякии, мы в данной работе не будем принимать чью-либо сторону и пока будем считать позднемеловые островодужные комплексы, распространенные в структурных зонах Камчатки и юга Корякии, остатками островодужных сегментов, которые имели самостоятельное тектоническое развитие. Учитывая время формирования покровно-складчатых деформаций в структурных зонах Камчатки и юга Корякии, мы выделяем *Паланский* (Западно-Камчатская зона) позднемеловой островодужный сегмент (позднемеловые деформации), *Восточно-Камчатский* позднемеловой островодужный сегмент, в который включены островодужные комплексы Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон (раннеэоценовые деформации), *Южно-Корякский* позднемеловой островодужный сегмент (деформации во второй половине эоцена и позже), *Говенский* эоцен-олигоценовый островодужный сегмент (миоценовое время деформаций), *Кроноцкий* мелкайнозойский островодужный сегмент (миоценовое время деформаций). В Кроноцкий сегмент включены также некоторые вулканогенные породы Командорских островов (островов Беринга и Медный) [81].

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

С помощью палеомагнитного метода предполагалось решить следующие задачи:

1) Рассчитать количественные оценки широт формирования экзотических геологических комплексов, находящихся в различных структурных зонах Камчатки и юга Корякии, оценить величины их широтных перемещений и время тектонического совмещения с континентом;

2) Используя склонения векторов намагниченности пород, оценить величины и направления вращений геологических блоков пород в различных структурных зонах АКО юга Корякии и Камчатки;

3) На основе совместного анализа палеомагнитных и геологических данных разработать тектонические модели, объясняющие формирование структурных особенностей АКО;

Для решения этих задач палеомагнитные исследования были проведены с большой детальностью. Разновозрастные толщи, исследованные этим методом, показаны на рис. 1. Анализ послескладчатой намагниченности проводился в работе [33]. Доскладчатые компоненты намагниченности выделены в разновозрастных комплексах Западно-Камчатской, Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской зон, зоны террейнов восточных полуостровов Камчатки, Центрально-Камчатской депрессии, Фронтальной зоны, зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говенской зоны и зоны Олюторского хребта. В предыдущем разделе было показано, что в структуре многих из этих зон участвуют комплексы пород островодужного типа, которые в данной работе объединены в Паланский, Восточно-Камчатский, Кроноцкий, Южно-Корякский и Говенский островодужные сегменты. В таблице 1 приведены доскладчатые палеомагнитные направления для каждого из этих сегментов, которые в дальнейшем используются при тектоническом анализе. Все палеомагнитные определения получены по кондиционным современным методикам. Исключение составляют направления 30, 31а и 31б, которые рассчитаны по очень малому количеству образцов, и их доскладчатая природа не является надежно доказанной [31].

ПАЛЕОШИРОТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ СЕГМЕНТОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Выявленные палеомагнитным методом палеошироты формирования островодужных толщ Камчатки и юга Корякии (рис. 4) показали, что исследованные комплексы являются экзотическими террейнами.

Для Паланского островодужного сегмента можно предположить следующие широтные ограничения. Два из четырех широтных интервалов, приведенных на рис. 4в, рассчитаны по кампанским кремнистым толщам, которые, судя по их структурному положению, по-видимому, накопи-

вались в бассейне, отделяющем Паланский сегмент от материка. Они соответствуют началу тридцатых—началу сороковых градусов северной широты. Один интервал получен для сантон-раннекампанской вулканогенно-терригенной толщи, сформировавшейся в условиях островной дуги. Он статистически не отличается от интервалов, рассчитанных для кремнистых пород. Вероятно, кремнистые и вулканогенные толщи не были сильно удалены друг от друга. В позднем мелу исследованные комплексы не могли быть совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой (рис. 4в), широтная величина бассейна, отделяющего Паланский островодужный сегмент от континента, оценивается в 2000–2500 км. Закрытие этого бассейна и тектоническое совмещение Паланского островодужного сегмента с континентом, судя по времени покровно-складчатых деформаций в Западно-Камчатской зоне, произошло в конце маастрихта—начале палеоцена.

Для позднемеловых пород Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островодужных сегментов получено по пять палеомагнитных определений. Они показывают, что наиболее вероятными интервалами широт, на которых формировались эти островодужные сегменты, являются сороковые широты для Восточно-Камчатского сегмента и от сороковых до начала пятидесятих — для Южно-Корякского (рис. 4а, г). В позднем мелу Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты были удалены от Евразии и Северной Америки, величина бассейна по широте приблизительно оценивается как 1500–2000 км. Этот вывод находит подтверждение и по другим данным. В частности, для комплексов пород островных дуг и окраинных морей, находящихся в структуре аллохтона вдоль системы Ватынского, Ирунейского и Андриановского тектонических покровов, имеются близкие возрастные датировки — K_2cp-m , K_2st-cp (по радиоляриям, [22, 57, 58, 78]). Следовательно, в позднем мелу одновременно накапливались как островодужные комплексы, так и толщи окраинного моря, то есть, между исследованными островодужными комплексами и окраиной континента существовал бассейн [1, 6].

Тектоническое совмещение Восточно-Камчатского сегмента с окраиной континента началось, как показывает возраст покровно-складчатых деформаций в Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах, в раннем эоцене или на границе палеоцена и эоцена и завершилось к среднему

Таблица 1а. Характеристики доскладчатой намагниченности толщ Южно-Корякского островодужного сегмента.

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95sg}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
Олюторский хребет [25,28]																				
3 (22)	K ₂ ср-м	R+	80	78	15	8	80	67	14	8	49	19	59	19	16	7	14	7	171.5W	61.4N
5 (68)	K ₂ ср-м	F+	104	30	8	7	88	65	14	5	57	14	67	13	17	4	15	4	171.5W	60.9N
6 (64)	K ₂ ср-м	F+	107	13	5	8	97	68	12	5	66	15	76	14	14	4	1	4	171.7W	60.9N
Верховья р.Алука [44]																				
7 (17)	K ₂ ср-d	F+			2		321	-71	14	11	-66	32	-54	30	12	9	10	9	171W	62N
Ильпинский п-ов [24]																				
13 (29)	K ₂ ст-м	R+	278	53	18	6	299	61	18	6	-95	14	-84	13	20	5	18	5	165W	60N
14 (27)	P ₁ ²	F+	208	79	5	9	286	73	12	8	-92	25	-81	24	9	7	7	7	165W	60N
15a (44)	P ₂ ^{1,2}	F+	208	79	5	9	322	75	14	6	-37	21	-28	21	7	5	6	5	165W	60N
Хребет Малогового [27]																				
156 (40)	P ₂ ³ -P ₃ ¹	F+	95	66	10	7	314	77	10	7	-41	27	-35	27	2	5.7	1	5.7	165W	60N
12 (63)	P ₂ -P ₃	F+	176	42	1	15	348	74	17	4	-6	14	0	14	6	4	5	4	168W	60.6N

Таблица 1б. Характеристики доскладчатой намагниченности Кроноцкого островодужного сегмента.

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95sg}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
Кроноцкий п-ов [38]																				
27 (98)	K ₂	F+	98	-60	5	19	283	63	43	6.4	-85	13.6	-96.4	13.1	15	5.3	13	5.3	161.9	54.8
29 (29)	P ₂ ¹	F+	283	57	13	20	278	58	49	3.2	-82	11.1	-75	10.5	21	3.2	20	3.2	161.9	54.8
28 (76)	P ₂ ³	F+	311	77	22	11	297	64	78	5.6	-60	11.3	-55.4	11	13	4.7	12	4.7	161.9	54.8
П-ов Камчатский мыс [38]																				
24 (78)	K ₂ м-P ₁ ¹	F+	118	60	7	6	26.8	60	15	4.4	10.8	12.2	20	11.4	20	3.8	18	3.8	162.3	56.2
25 (54)	P ₂	F+	254	58	4	9.5	20.3	65	15	4.9	23.5	10.8	28.6	10.7	12	4.1	11	4.1	162.3	56.2
О. Медный [81]																				
M (73)	P ₁	F+	57	33	4	8	72	63	15	4.2	75	12.5	82	11.9	16	3.9	15	3.9	168	55

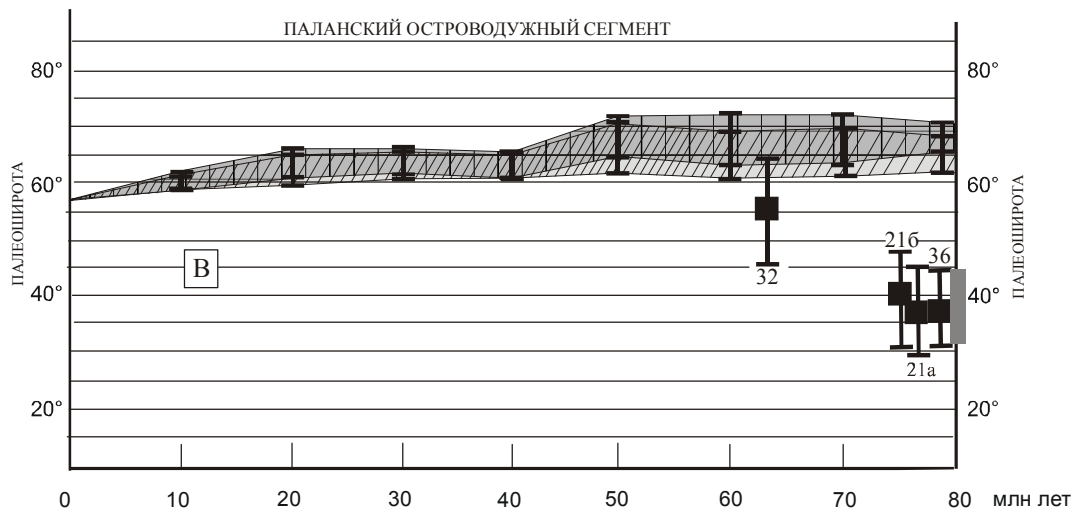
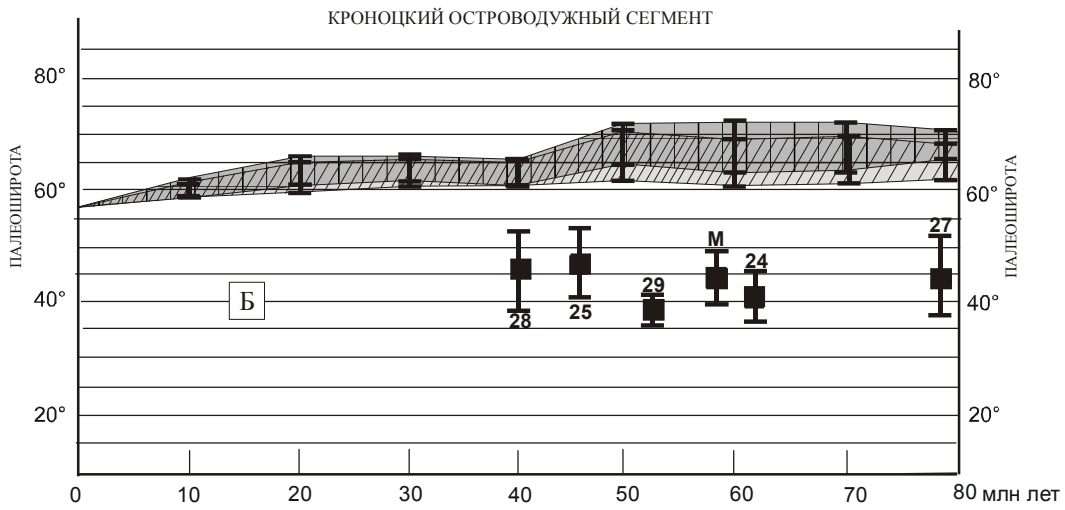
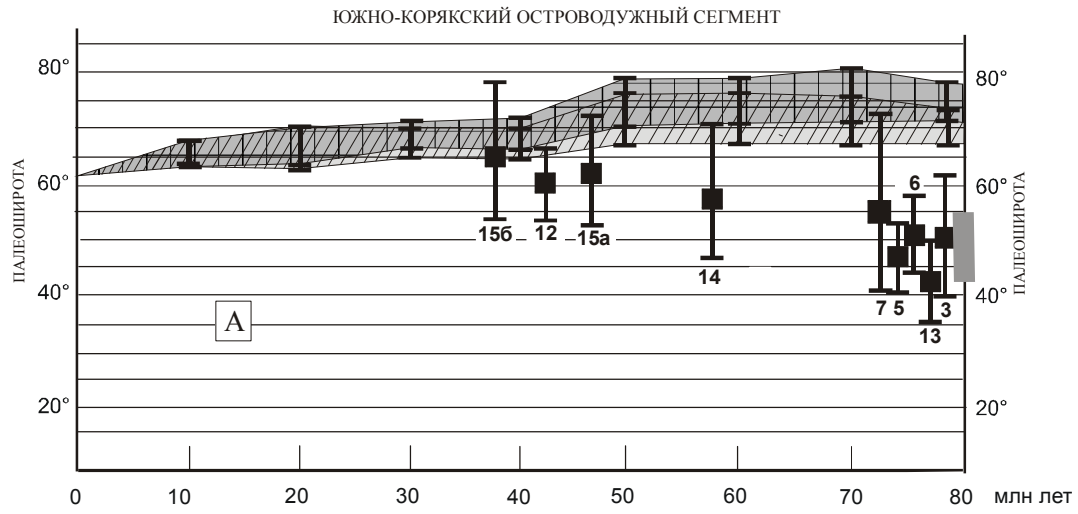
Таблица 1в. Характеристики доскладчатой намагниченности толщ Паланского островодужного сегмента.

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95g}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
36 (31)	K ₂ st-ср	F+	274	-29	15	6.5	96	-57	14	6.7	-116	12	-107	12	22	5.6	21	5.7	159W	57N
Бассейн р.Тихой [69]																				
21a (10)	K ₂ ср-м	F+ R+	338	15	3	24	349	56	33	8	Паланский район [34]									
21б (21)	K ₂ ср-м	F+	303	-36	25	8.5	272	58	35	7	-123	15	-111	14	21	6.4	20	6	161W	59N
Полуостров Омгон [68]																				
32 (14)	P ₁	F+	309	66	8	13	303	71	33	7	-79	20	-68	19/5	9	6	8	6	159W	58N

Таблица 1г. Характеристики доскладчатой намагниченности толщ Восточно-Камчатского островодужного сегмента.

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95g}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
16a (15)	K ₂ ср-м	F+ R+	348	70	15	9	329	65	21	8	-60	19	-48	18	16	7	14	7	164W	58.5N
16б (30)	K ₂ ср-м	F+	318	49	6	10	334	63	16	6	-55	15	-44	14	18	5	16	5	164W	58.5N
18 (25)	P ₂	F+	7	80	13	8	343	76	46	5	-15	18	-10	17	4	4	3.5	4.3	164W	58.5N
Камчатский перешеек [38]																				
20 (93)	K ₂ ср-м	F+	49	-61	14	15	284	66	83	6	-109	15	-99	14	14	5	13	5	162W	59N
Хребет Кумроч [38]																				
23 (93)	K ₂ ср-м	F+ C+	289	-44	8	5	340	-68	16	3.7	-50	11	-41	11	12	3	10	3	162W	57N
Валагинский хребет [69]																				
30 (8)	K ₂ ср-м	F+	340	64	3.7	26	331	68	23	10	Малкинский выступ [31]									
31a (4)	K ₂ ср-м	F+?	69	-41	69	8	245	48	45	9	-144	13	-136	13	30	7.4	28	7.4	158W	55N
31б (6)	K ₂ ср-м	F+?	64	9	29	10	339	64	38	10	-50	19.6	-42	19.3	14	8.1	12	8	158W	55N

Примечание. N – номер палеомагнитного направления, в скобках – количество образцов; D, I, K, α_{95} – склонение, наклонение, кучность и круг доверия; g и s – современная и древняя системы координат, соответственно; F+, R+, C+ – положительные результаты тестов складки, обращения и конгломератов. Ra, Re – разности между склонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнитных полюсов для Северной Америки (Ra) или Евразии (Re), и склонениями векторов намагниченности изученных в этих районах комплексов пород; ΔRa и ΔRe – доверительные интервалы для Ra и Re; Fa, Fe – разности между наклонениями векторов намагниченности, рассчитанных для районов Камчатки и юга Корякии из палеомагнитных полюсов для Северной Америки (Fa) или Евразии (Fe), и наклонениями векторов намагниченности изученных в этих районах комплексов пород; ΔFa , ΔFe – доверительные интервалы для Fa и Fe [82, 83]; λ , φ – долгота и широта исследованных районов.



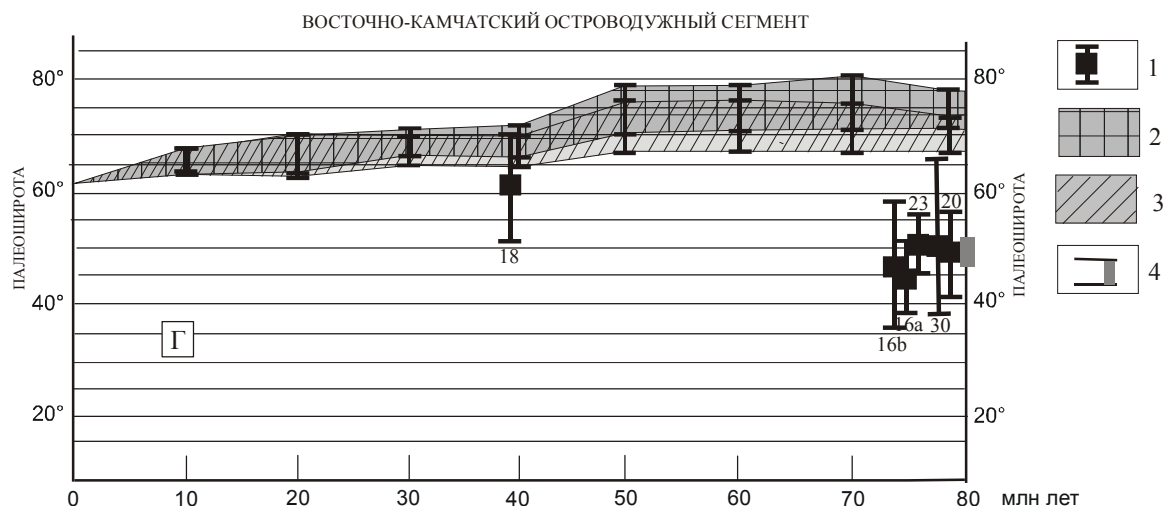


Рис. 4. Диаграммы зависимости палеоширота–возраст для островодужных сегментов.

А – Южно-Корякского, Б – Кроноцкого, В – Паланского, Г – Восточно-Камчатского. 1 – средние палеошироты с доверительными интервалами; 2–3 – области “ожидаемых” палеоширот: 2 – для Северной Америки, 3 – для Евразии [82, 83]; 4 – наиболее вероятные палеошироты для островодужных сегментов. Цифры соответствуют номерам палеомагнитных направлений в табл. 1.

эоцену. Палеомагнитные данные, полученные по верхнеэоценовым осадкам пролива Литке, которые были исследованы на юге острова Карагинского, подтверждают это заключение (рис. 4г). Осадочные толщи накапливались на шестидесятих широтах и могли входить в структуру окраины Евразии или Северной Америки.

Столкновение Южно-Корякского сегмента с материком по палеомагнитным данным тоже возможно в среднем эоцене и позже (рис. 4а). Палеошироты, рассчитанные для эоценовых пород хр. Малиновского (Говенский островодужный сегмент) и п-ова Ильпинский, соответствуют шестидесятым градусам северной широты (современная широта – 61°с.ш.), и, начиная с этого времени (в соответствии с погрешностью оценки палеоширот), возможно накопление исследованных эоценовых комплексов в пределах окраины континента. Существующие гипотезы о времени коллизии Южно-Корякского сегмента с континентом, основывающиеся на геологических материалах, не противоречат палеомагнитным данным. Среднеэоценовое время коллизии предполагается, исходя из возраста деформаций в центральной Корякии [59] и во фронтальной зоне в южной Корякии, а также по датировкам апатита и циркона из автохтонных флишевых отложений пород Укелятского прогиба [46]. Мнение об олигоцен-миоценовом времени коллизии [70] основывается на факте, что в толщах южной Корякии (зона Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говенская зона) отсутствуют структурные

несогласия с нижнего палеоцена по нижний миоцен.

Отметим, что расчет палеошироты для эоценовых толщ, распространенных на юге Корякии и на Восточной Камчатке, показывает, что палеомагнитный метод корректно работает при исследовании вулканогенных и осадочных комплексов Камчатки и юга Корякии.

Доскладчатые палеомагнитные направления для Кроноцкого островодужного сегмента получены для пород Кроноцкого п-ова, п-ова Камчатский мыс и о. Медный [38, 81] (табл. 1). Анализ наклонов показывает, что с позднего мела по средний эоцен комплексы пород этой дуги находились на сороковых градусах северной широты и не испытывали значимых перемещений (рис. 4б). В этот период они не могли быть совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой. Ширина бассейна между дугой и краем материка составляла приблизительно 1000–1500 км.

Сравнение позднемиоценовых и эоценовых палеомагнитных направлений, рассчитанных для Восточно-Камчатского и Южно-Корякского островодужных сегментов, с маастрихтским и эоценовым полюсами Тихоокеанской плиты [89], показало, что комплексы этих сегментов за указанный период времени переместились на значительно большее расстояние по широте, чем Тихоокеанская плита. Следовательно, скорее всего, рассматриваемые островодужные образования транспортировались с плитой Кула или какой-то другой плитой,

скорость перемещения которой была значительно выше скорости движения Тихоокеанской плиты [86, 87].

АНАЛИЗ СКЛОНЕНИЙ ДОСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Как было показано в [64], сразу после приобретения породой намагниченности склонение вектора намагниченности равно нулю. Тем не менее, в современных геологических структурах намагниченность блоков пород часто характеризуется склонением, отличным от нуля. В свете современных тектонических концепций этот факт объясняется вращением геологических блоков относительно различных полюсов вращения, удаленных от геологического блока или близких к нему.

В первом случае вращения геологических блоков в основном связаны с глобальными перемещениями литосферных плит. При этом могут приобретаться абсолютно разные по величине склонения намагниченности. Если геологический блок пересек географический полюс, то склонение может измениться вплоть до противоположного.

Если полюс вращения находится внутри блока или не сильно удален от него, то перемещения таких блоков можно назвать вращением в горизонтальной плоскости или вращением вокруг вертикальной оси.

На рис. 5 приведены предложенные нами модели коллизии вытянутых геологических тел (в нашем случае островных дуг) с окраиной материка со сдвиговой компонентой (рис. 5а, б) и без нее (рис. 5в, г), объясняющие различные картины вращений блоков вокруг вертикальной оси. На рис. 5а дуга располагается косо относительно окраины материка. В процессе косоугольной коллизии части дуги обламываются и вращаются при обдуцировании при левосторонней сдвиговой компоненте против часовой стрелки (при правосторонней сдвиговой компоненте – по часовой стрелке). Возраст деформаций омолаживается с юга на север. Похожая тектоническая модель была рассмотрена в работе [81] при объяснении вращений в горизонтальной плоскости блоков Кроноцкого островодужного сегмента. При простирации дуги параллельно окраине материка (рис. 5б) все части дуги вступают в коллизию одновременно и обдуцируются с вращением против часовой стрелки. Величины разворотов блоков увеличиваются с увеличением сдвиговой составляющей конвергенции плит. В случае, если

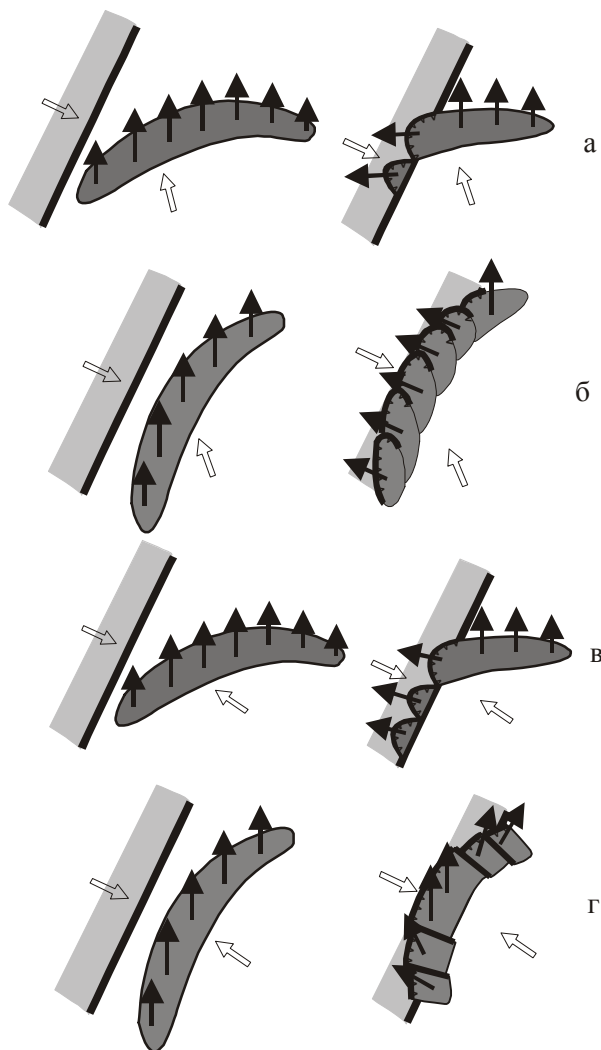


Рис. 5. Деформации пород и вращения геологических блоков в горизонтальной плоскости при конвергенции литосферных плит без сдвиговой компоненты (а, б), со сдвиговой компонентой (в, г).

Черные стрелки – склонение намагниченности, белые – указывают направления перемещений литосферных плит.

величина угла конвергенции океанической плиты и континентальной окраины не превышает 45° , возможно длительное перемещение террейнов вдоль окраины континента (1000–3000 км), а обдуцированные части террейнов при этом должны быть “растасаны” по побережью на большие расстояния. Очевидно, что в структурах, сформированных в таких долго живущих сдвиговых зонах, сильно развернуты и блоки террейнов, и блоки континентальной окраины (даже четвертичные), причем величины разворотов блоков увеличиваются к побережью.

На рис. 5в, г показаны деформации толщ и вращения блоков пород при коллизии островной дуги без сдвиговой компоненты. Как показано на рис. 5в, при косой коллизии дуги блоки пород вращаются по или против часовой стрелки. При простирации дуги параллельно береговой линии значительных вращений, по-видимому, не будет.

Таким образом, сделаем главный вывод, вытекающий из рассмотренных моделей. Покровно-складчатые деформации, связанные с большинством типов коллизии островная дуга–континент, могут приводить к сильным вращениям блоков пород в горизонтальной плоскости. Относительно слабые вращения блоков пород в горизонтальной плоскости возможны только при фронтальной коллизии без сдвиговой компоненты.

Распределения склонений доскладчатой намагниченности толщ различных островодужных сегментов, дающих информацию о величинах и направлениях разворотов геологических блоков Камчатки и юга Корякии в горизонтальной плоскости, показаны на рис. 6 и в табл. 1.

Видно, что поздне меловые толщ Западно-Камчатской зоны сильно развернуты против часовой стрелки (направления 21 и 36). По всей видимости, в данном случае вращения блоков связаны с коллизией Паланского островодужного сегмента с левосторонней сдвиговой составляющей, так как участие левых сдвигов в формировании покровно-складчатой структуры Западной Камчатки доказано структурными исследованиями этого района.

Блоки Восточно-Камчатского островодужного сегмента в Восточно-Камчатской структурной зоне слабо развернуты против часовой стрелки (рис. 6, табл. 1). Вращения такого масштаба могут быть объяснены перемещением Восточно-Камчатского сегмента с сороковых широт на шестидесятые, то есть вращением этого сегмента относительно удаленного полюса вращения. В соответствии с моделями коллизии островная дуга–континент (см. выше) факт, что блоки Восточно-Камчатской зоны не были сильно развернуты в горизонтальной плоскости при столкновении Восточно-Камчатского островодужного сегмента с континентом, свидетельствует о том, что коллизия по крайней мере Восточно-Камчатских толщ была без большой сдвиговой компоненты, а сегмент был ориентирован приблизительно параллельно простирацию окраины континента. Для подтверждения вывода об ориентации Восточно-Камчатского островодуж-

ного сегмента относительно континента важен анализ несогласий в его структуре. В Восточно-Камчатской зоне резкие угловые несогласия выявлены как на юге, так и на севере. На юге зоны в южной части Валагинского хребта (рис. 1) сложно деформированные палеоценовые флишевые толщ резко несогласно перекрыты среднеэоценовыми породами [1, 5, 77]. Севернее, в Ганальском выступе, время деформаций определяется по возрасту синкинематических интрузивных тел и синдеформационного метаморфизма – 50.7 ± 1.5 и 47 ± 1.2 млн лет (раннему эоцену) [1]. Еще севернее, в хр. Кумроч сложно деформированные поздне меловые–палеоценовые островодужные образования с угловым несогласием перекрыты эоцен-олигоценовыми неоавтохтонными отложениями правократонной свиты, деформированной значительно слабее аллохтонных толщ. На п-ове Озерном слабодеформированные среднеэоценовые породы конской свиты резко несогласно залегают на деформированных в покровно-складчатую структуру меловых островодужных толщах [1]. Несогласное залегание среднеэоценовых пород на палеоценовых толщах повсеместно зафиксировано в образованиях Западно-Камчатской зоны (в Пенжинском, Паланском и Тигильском районах), накопившихся в условиях окраины континента [41]. Таким образом, похоже, что коллизия Камчатского сегмента происходила одновременно на всем его простираии. Следовательно, простираие его было приблизительно параллельно континентальной окраине.

Как показывают единичные палеомагнитные определения для пород Центрально-Камчатской зоны (Восточно-Камчатский островодужный сегмент), геологические блоки в ней развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки значительно сильнее блоков Восточно-Камчатской зоны (рис. 6, табл. 1). Такая ситуация может быть объяснена двумя фазами коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента. Более ранняя фаза, вероятно, на границе палеоцена и эоцена проходила с левой сдвиговой компонентой. В результате геологические комплексы Центрально-Камчатской зоны были обдугированы в западном направлении на край континента и развернуты в горизонтальной плоскости против часовой стрелки. Структура восточной вергентности Восточно-Камчатской зоны была сформирована на завершающей фазе коллизии в раннем эоцене уже без сдвиговой компоненты, поэтому блоки не были сильно развернуты в горизонтальной плоскости.

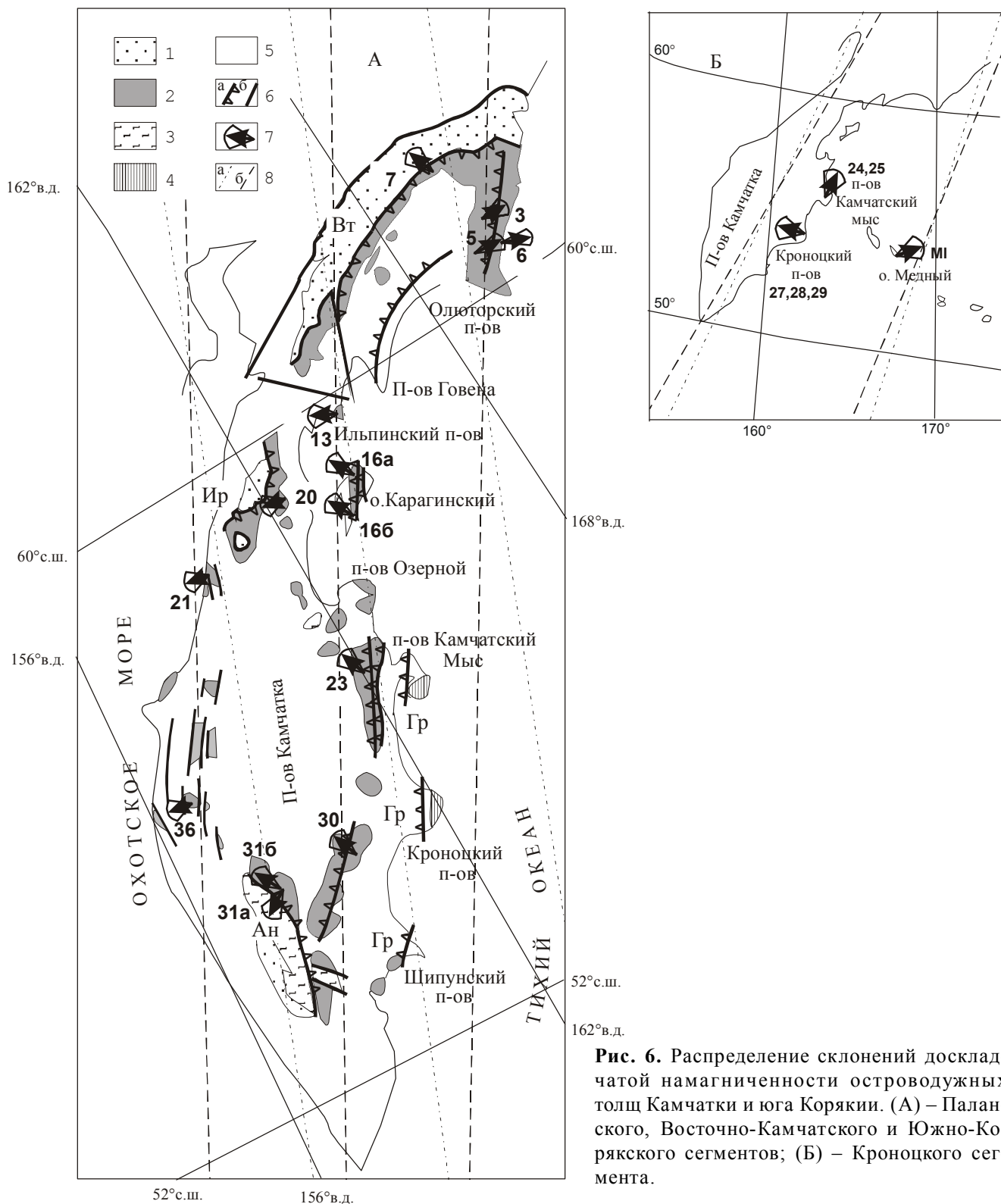


Рис. 6. Распределение склонений доскладчатой намагниченности островодужных толщ Камчатки и юга Корякии. (А) – Паланского, Восточно-Камчатского и Южно-Корякского сегментов; (Б) – Кроноцкого сегмента.

1 – Хозгонско-Лесновско-Укеляятский флишевый пояс; 2 – позднемереловые островодужные толщи; 3 – выступы метаморфического фундамента; 4 – террейны восточных полуостровов Камчатки; 5 – районы распространения кайнозойских толщ; 6 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 7 – склоения намагниченности с углом доверия; 8 – направления позднемереловых палеомеридианов: а – для Евразии, б – для Северной Америки. Цифры соответствуют номерам палеомагнитных определений в табл. 1. Вт, Ир, Ан – Ватынский, Ирунейский, Андриановский тектонические покровы; Гр – надвиг Гречишкина. Геологическая основа взята из [76].

Комплексы Южно-Корякского островодужного сегмента по разному развернуты в горизонтальной плоскости. Блоки Фронтальной зоны, судя по одному палеомагнитному определению (табл. 1, направление 7), практически не развернуты. Толщи зоны Олюторского хребта сильно развернуты по часовой стрелке. Механизмы, объясняющие эти вращения, будут рассмотрены в палеотектонических реконструкциях. В зоне Ильпинско-Пахачинского прогиба и Говенской зоне наблюдается следующая закономерность. Позднемеловые и палеоценовые комплексы, исследованные в разрезе полуострова Ильпинский, развернуты против часовой стрелки значительно сильнее, чем эоценовые на полуострове Ильпинский и в Говенской зоне: углы вращений – $-61^{\circ} \pm 6^{\circ}$ и $-74^{\circ} \pm 8^{\circ}$ для позднемеловых и палеоценовых толщ и $-38^{\circ} \pm 6^{\circ}$ и $-46^{\circ} \pm 7^{\circ}$ – для эоценовых (табл. 1). Следовательно, позднемеловые и палеоценовые комплексы разреза Ильпинского п-ова были развернуты против часовой стрелки на границе палеоцена и эоцена одновременно и, вероятно, в связи с началом первой фазы коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента.

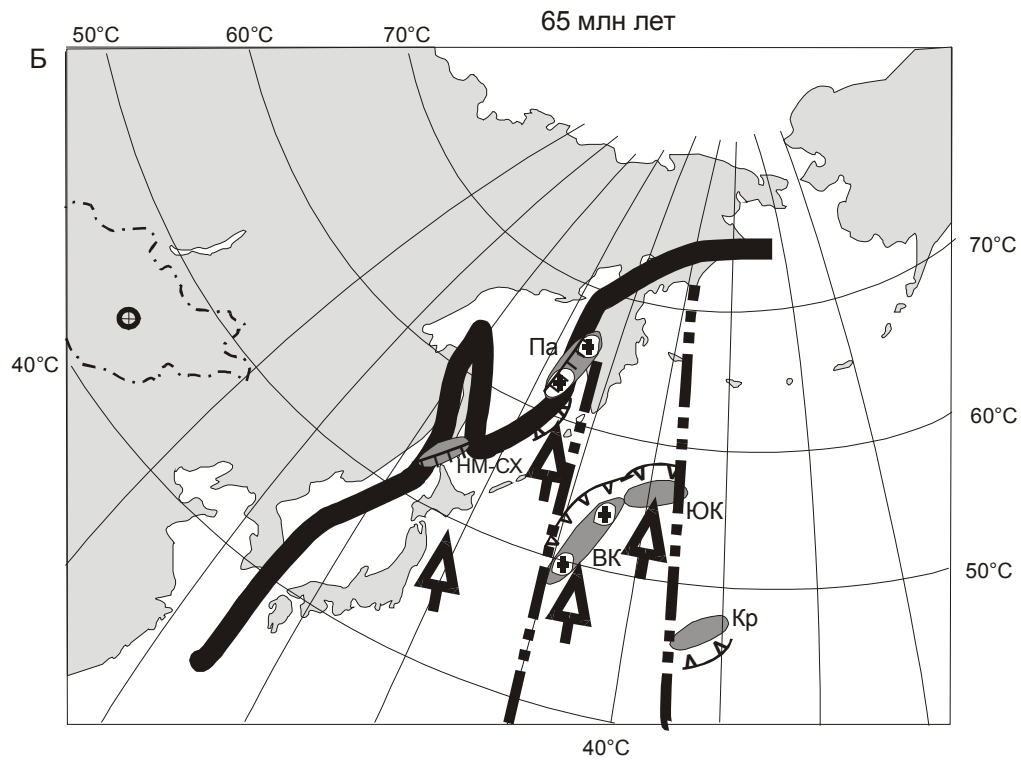
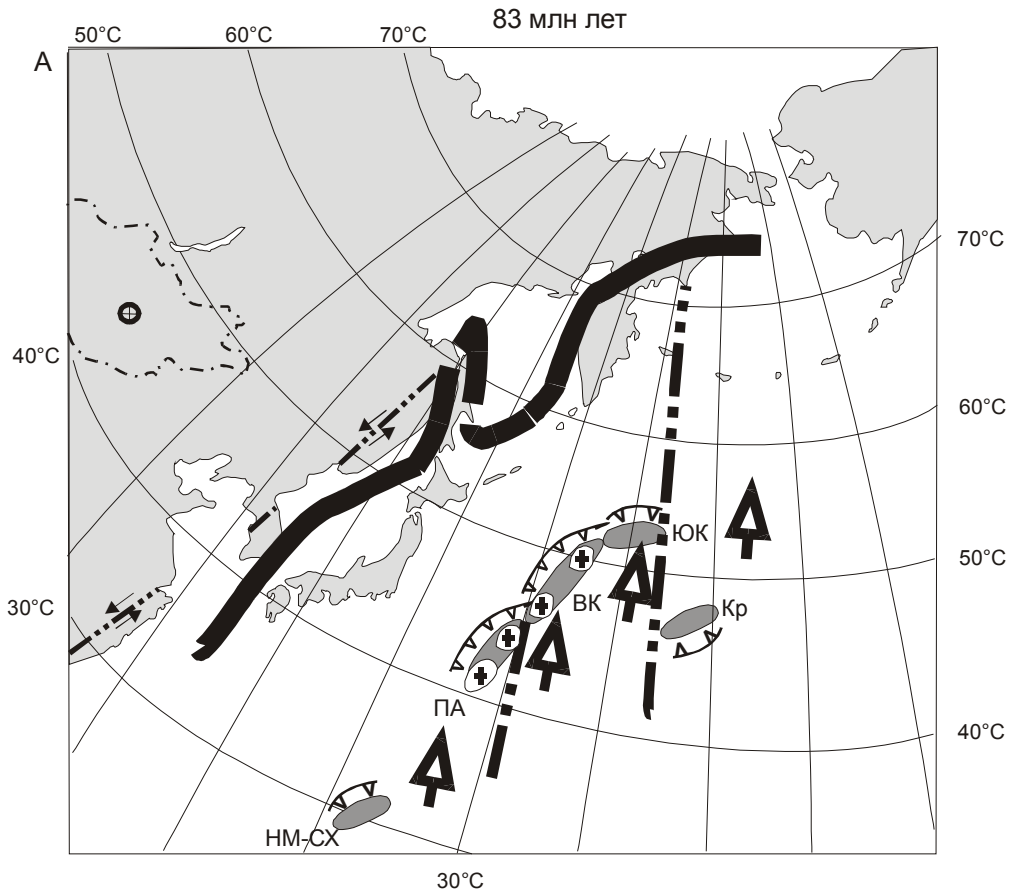
Распределение склонений намагниченности толщ Кроноцкого островодужного сегмента показано на рис. 6б. Меловые и раннепалеогеновые комплексы Кроноцкого полуострова одинаково сильно развернуты против часовой стрелки относительно меридиана Евразии и Северной Америки. Раннепалеогеновые комплексы п-ова Камчатский мыс слабо развернуты в том же направлении, а комплексы о. Медный сильно развернуты по часовой стрелке (табл. 1, рис. 6б). Так как позднемеловые и эоценовые комплексы в первом приближении развернуты одинаково, очевидно, что вращения блоков произошли после среднего эоцена. Детально процесс коллизии Кроноцкого сегмента будет обсужден в разделе, посвященном палеотектоническим реконструкциям.

МОДЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

Рассчитанные нами палеошироты, на которых накапливались позднемеловые островодужные толщи, широко распространенные в настоящее время на Камчатке и юге Корякии, показывают, что в позднем мелу (в сантоне-кампане) в северо-западной части Тихого океана, к востоку от Евразийского материка существовала система бассейнов, отграниченных от океана островодужными сегментами. Современная геологическая структура

Камчатки и юга Корякии сформировалась при последовательном закрытии этих бассейнов в различное время. Для реконструкции пространственного положения позднемеловой системы бассейнов и островных дуг северо-западной части Тихого океана ключевое значение имеют палеомагнитные данные для Западной и Восточной Камчатки. В этих районах позднемеловые островодужные комплексы пород распространены в параллельных друг другу зонах, протягивающихся с юга Камчатки на север вдоль ее простирания (рис. 1, 2). Такое расположение островодужных комплексов в структуре Камчатки в совокупности с рассчитанными для них палеоширотами создают строгие ограничения для реконструирования положения этих островодужных террейнов в Тихом океане в позднемеловое время. Анализ различных вариантов перемещений сантон-кампанских островодужных террейнов Западной и Восточной Камчатки до их коллизии с северо-восточной частью Евразии продемонстрировал, что показанные выше особенности расположения островодужных комплексов в структуре Камчатки могли сформироваться только при перемещении островодужных террейнов в субсеверном направлении с рассчитанных палеоширот и долготы, приблизительно соответствующей 160° З. Северо-восточный край Евразии в позднем мелу располагался значительно севернее и испытывал медленное вращение по часовой стрелке вокруг полюса вращения, расположенного в районе Монголии [26]. Район Камчатского перешейка в то время находился на 70 градусе северной широты. Континентальная окраина, выделенная темной полосой, имела сложную форму (рис. 7).

Как показывает возраст покровно-складчатых деформаций на Камчатке и юге Корякии, миграция островодужных сегментов на север протекала с разной скоростью. Паланский островодужный сегмент столкнулся с континентом на границе мела и палеогена, Восточно-Камчатский – в раннем эоцене, террейны Восточных полуостровов – в миоцене и Южно-Корякский сегмент – во второй половине кайнозоя. Траектория перемещения островодужных сегментов из указанных точек Тихого океана до районов их коллизии с континентом является кратчайшей. Но даже в этом случае скорость перемещения Паланского сегмента составляет около $15\text{--}16$ см/год (максимальная из известных в настоящее время скоростей перемещения самой быстрой плиты Кула). Приблизительно такая же скорость перемещения предполагается для острово-



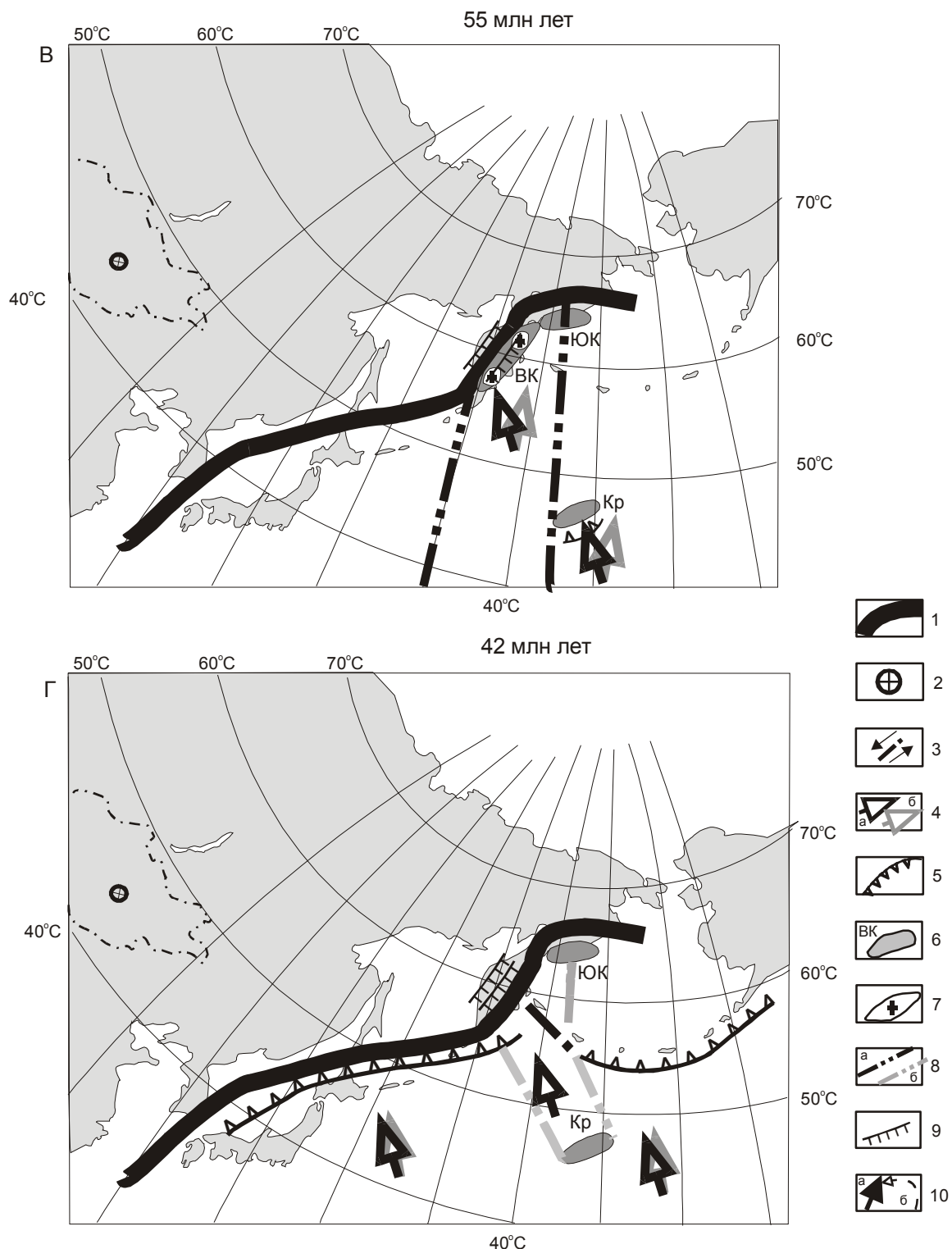


Рис. 7. Палеорекострукции для северо-западной части Тихоокеанского региона для начала кампана (83 млн лет), конца маастрихта (65 млн лет), границы палеоцена и эоцена (55 млн лет), среднего эоцена (42 млн лет).

1 – континентальная окраина Евразии; 2 – полюс вращения Евразии; 3 – сдвиги; 4 – направление движения Тихоокеанской плиты: после (а) и до (б) тектонических перестроек; 5 – зоны субдукции; 6 – островодужные сегменты; 7 – континентальные блоки; 8 – трансформные разломы: существующие (а), отмершие (б); 9 – надвиги; 10 – склонения намагниченности (а), направления вращений геологических блоков (б). Островодужные террейны: НМ-СХ – Хоккайдо-Сахалинский [4], Па – Паланский, ВК – Восточно-Камчатский, ЮК – Южно-Корякский, Кр – Кроноцкий.

дужного террейна Токоро [4] при его перемещении с конца двадцатых градусов северной широты в раннем кампане до широт Сахалина на границе мела и палеогена. Этот факт является еще одним доказательством реальности предположенного нами пространственного положения позднемеловых островодужных сегментов, так как при их расположении на тех же палеоширотах в более восточных районах Тихого океана траектории перемещения террейнов, а, соответственно, и скорости еще более увеличатся, что, на наш взгляд, достаточно трудно представить. Скорость перемещения Восточно-Камчатского и Южно-Корякского сегментов составляла приблизительно 12 см/год, а Кроноцкий сегмент вообще не перемещался в период с мела по эоцен.

Склонения намагниченности позднемеловых островодужных толщ Восточной Камчатки показывают, что островодужные сегменты были ориентированы приблизительно параллельно простиранию окраины континента. Зоны субдукции под Паланский, Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты, вероятно, падали на юго-восток, обуславливая их перемещения на север во фронте литосферных плит. Очевидно, что конвергенция плит в этих зонах субдукции характеризуется большой левосдвиговой компонентой. В этой ситуации, несмотря на значительные перемещения островодужных сегментов в северном направлении, в зонах субдукции под них могли быть поглощены только первые сотни километров океанической литосферы, а сами зоны субдукции не испытали значительных перемещений в пространстве (рис. 7а, б). Важно отметить, что в меловое время значительные перемещения по левым сдвигам выявлены и на континентальной окраине Азии [56]. То есть, по-видимому, левосдвиговые дислокации были распределены в широкой зоне (около 1000 км), как в континентальной, так и в океанической областях.

Таким образом, в позднем мелу в сантоне–кампане на северо-западе Тихого океана существовала система островодужных сегментов, толщи которых в настоящее время находятся в структурах Камчатки и юга Корякии, протягивающаяся вдоль окраины Евразии с конца тридцатых (а если использовать данные М.Л. Баженова по островодужному террейну Токоро [4], то с конца двадцатых) до пятидесятих градусов северной широты. Островодужная система отсекала от океана бассейн, ширина которого не превышала 1000 км, но ши-

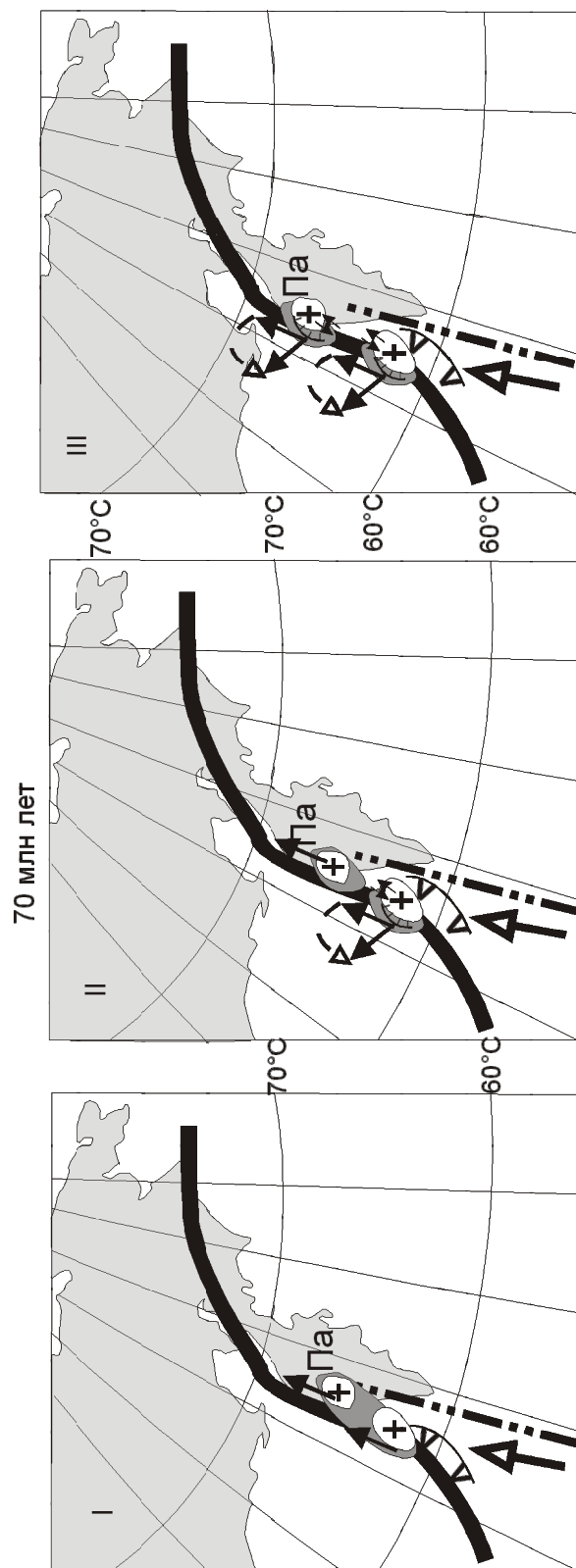


Рис. 8. Реконструкция процесса коллизии со сдвигом Паланского островодужного сегмента. I – III различные стадии коллизии. Условные обозначения на рис. 7.

ротные перемещения островодужных сегментов до их коллизии с континентом были значительно больше – около 2000–2500 км.

На границе мела и палеоцена Паланский сегмент островной дуги достиг окраины материка и был вовлечен в покровно-складчатые деформации в условиях транспрессии с левосторонней сдвиговой компонентой (рис. 7б, 8). В результате блоки пород были развернуты в горизонтальной плоскости на большие углы против часовой стрелки. Возможно, под континент в районе коллизии заложилась новая зона субдукции, над которой начали изливаться палеоценовые вулканы Утхолокского вулканогенного комплекса. Восточно-Камчатский и Южно-Корякский островодужные сегменты в это время еще не достигли материка и продолжали перемещаться на север.

Южно-Корякский островодужный сегмент на востоке, вероятно, был ограничен трансформным разломом, протягивающимся параллельно современному хребту Ширшова. Допущение о трансформном разломе основывается на следующих фактах. Аллохтонные меловые и палеогеновые островодужные толщи, закартированные в пределах обрамления Командорской котловины, не известны в районах, восточнее Олюторского хребта (в частности – на Аляске). Присутствие триасовых и меловых пород в структуре хребта Ширшова, а также триасовых и меловых олистолитов в кампан-маастрихтских олистостромовых толщах Олюторского хребта также говорит о взаимодействии в этих районах разновозрастных блоков земной коры [7, 66, 78]. Судя по геохимическим свойствам магматических пород зоны Олюторского полуострова, можно полагать, что они сформировались в структуре трансформного разлома. Хребет Ширшова может рассматриваться как реликт этого трансформного разлома.

На границе палеоцена и эоцена (55 млн лет назад) Восточно-Камчатский островодужный сегмент тоже достигает континента (рис. 7в). Возможно, начальная фаза коллизии проходила с левосторонней сдвиговой компонентой. В результате фронтальные части островодужного сегмента, обдуцированные на край континента (Центрально-Камчатская зона), были развернуты против часовой стрелки (рис. 9а). Удаленные от фронта коллизии части островодужного сегмента еще не были вовлечены в надвигообразование и по левым сдвигам начали перемещаться на северо-восток вдоль окраины континента (Восточно-Камчатская зона).

Южно-Корякский сегмент тоже еще не был вовлечен в коллизию, возможно, в связи с другим его простиранием (рис. 7в, 9). Возникновение сдвиговой компоненты, направленной на северо-восток, при одновременном продолжении движения плиты Кула-2 на север, могло привести к надвигообразованию и вращению по часовой стрелке островодужных блоков вдоль ограничивающего Южно-Корякский сегмент с востока трансформного разлома (рис. 9а) [71]. Вращения по часовой стрелке толщ Олюторского хребта Южно-Корякского сегмента можно объяснить и столкновением этой части дуги с выступом материковой окраины (рис. 10).

По всей видимости, в основаниях Паланского и Восточно-Камчатского островодужных сегментов находились крупные сиалические блоки. Об этом свидетельствует кварц-полевошпатовый состав терригенных толщ, сформированных после коллизии этих сегментов (лесновский и хозгонский флиш, ветловская серия), а также многих меловых толщ Восточной Камчатки [1, 39, 74]. Н.А. Богданов и В.Д. Чехович [11] реконструируют под Паланским островодужным сегментом микроконтинент.

В начале эоцена, вероятно, изменилось направление движения плиты Кула-2, на которой перемещались островодужные террейны, с северного на северо-западное, и завершение коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента проходило без сдвиговой компоненты. Об этом свидетельствует незначительная степень вращений блоков Восточной Камчатки против часовой стрелки и отсутствие сдвиговых структур в этом районе. В начале эоцена сформировалась Алеутская островная дуга [88], которая отсекла Южно-Корякский островодужный сегмент от литосферных плит Тихого океана, а под континент заложилась новая зона субдукции и, как следствие, сформировались структуры юго-восточной вергентности (Восточно-Камчатская зона и зона аккреционной призмы) (рис. 9б).

Южно-Корякский сегмент еще не столкнулся с континентом и, возможно, под него продолжалась субдукция в юго-восточном направлении, приведшая к формированию эоценовых островодужных толщ хр. Малиновского. Но нельзя исключать, что эти толщи сформировались при субдукции в северо-западном направлении, если допустить в эоцене начало спрединговых процессов в прото-Командорской котловине. В эоцене или позже (в олигоцен-миоцене) произошла коллизия Южно-Корякского

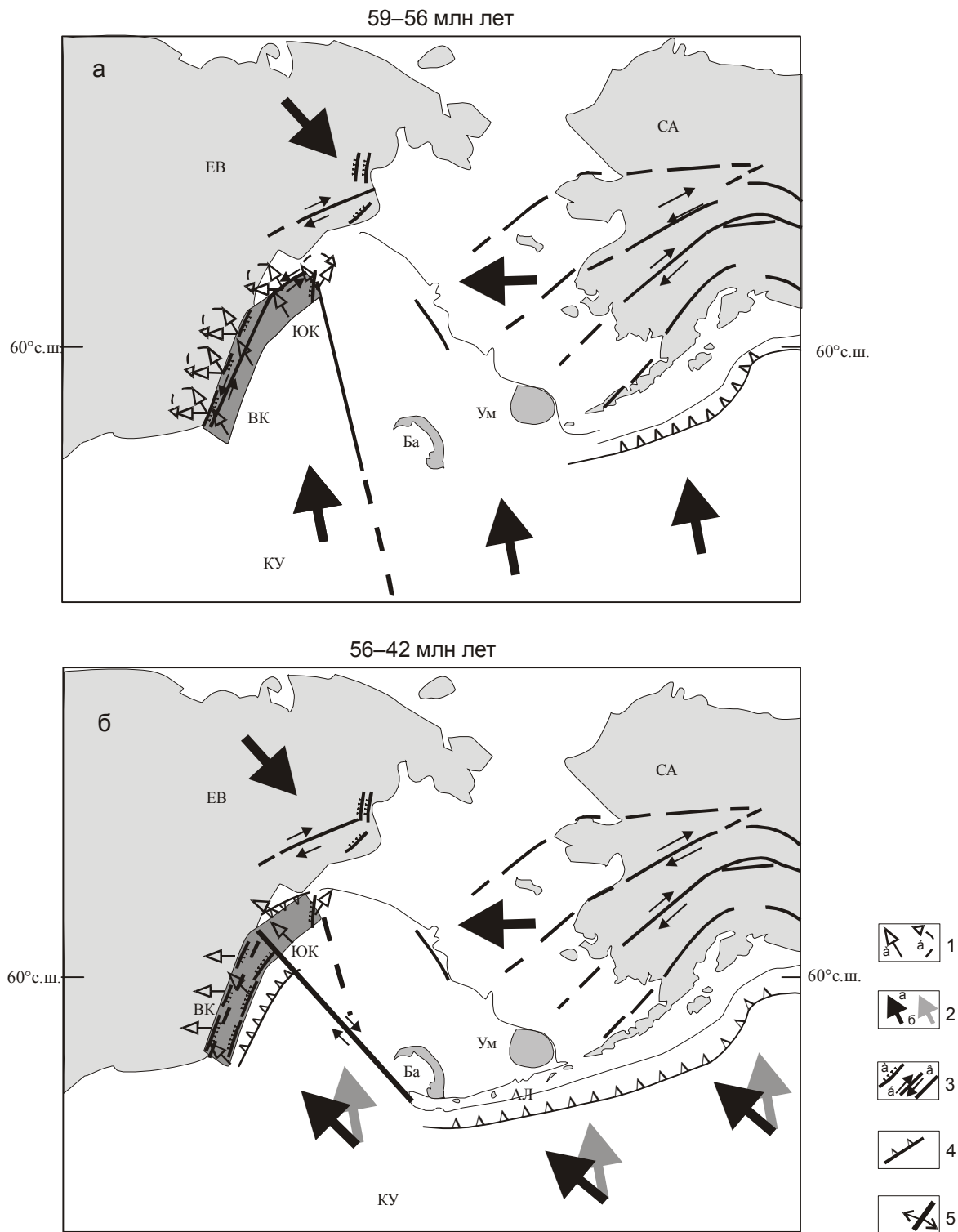


Рис. 9. Предполагаемые стадии коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента (а – со сдвиговой компонентой, б – без сдвиговой компоненты).

1 – а) склонения намагниченности, б) направления вращений геологических блоков; 2 – направления перемещения литосферных плит после (а) и до (б) тектонических перестроек; 3 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги, в – субвертикальные; 4 – зоны субдукции; 5 – рифтовые зоны; ЕВ – Евразия, СА – Северная Америка, КУ – плита Кула, Ба – дуга Бауэрса, Ум – плато Умнак, Ка – Камчатка, Ши – хребет Ширшова, Ал – Алеутская островная дуга.

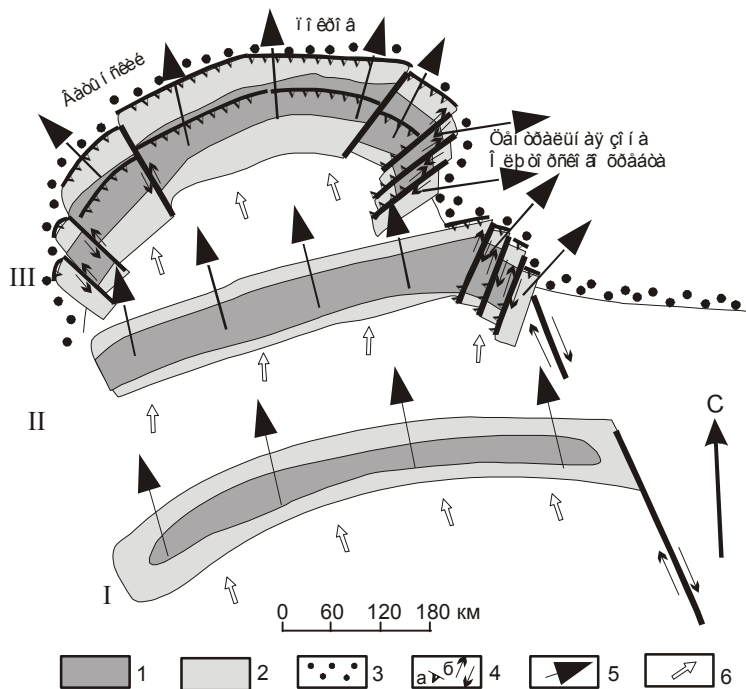


Рис. 10. Возможные стадии коллизии Олюторского террейна с изогнутой континентальной окраиной (Р₂-N₁).

1 – проксимальные островодужные фации (лавы, туфы, лавобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты); 2 – дистальные островодужные фации (туфоалевролиты, туфосилициты, кремни); 3 – контуры континентального склона; 4 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги; 5 – склонения векторов намагниченности; 6 – направления перемещения литосферных блоков. Стрелка с буквой С указывает простираание современного меридиана.

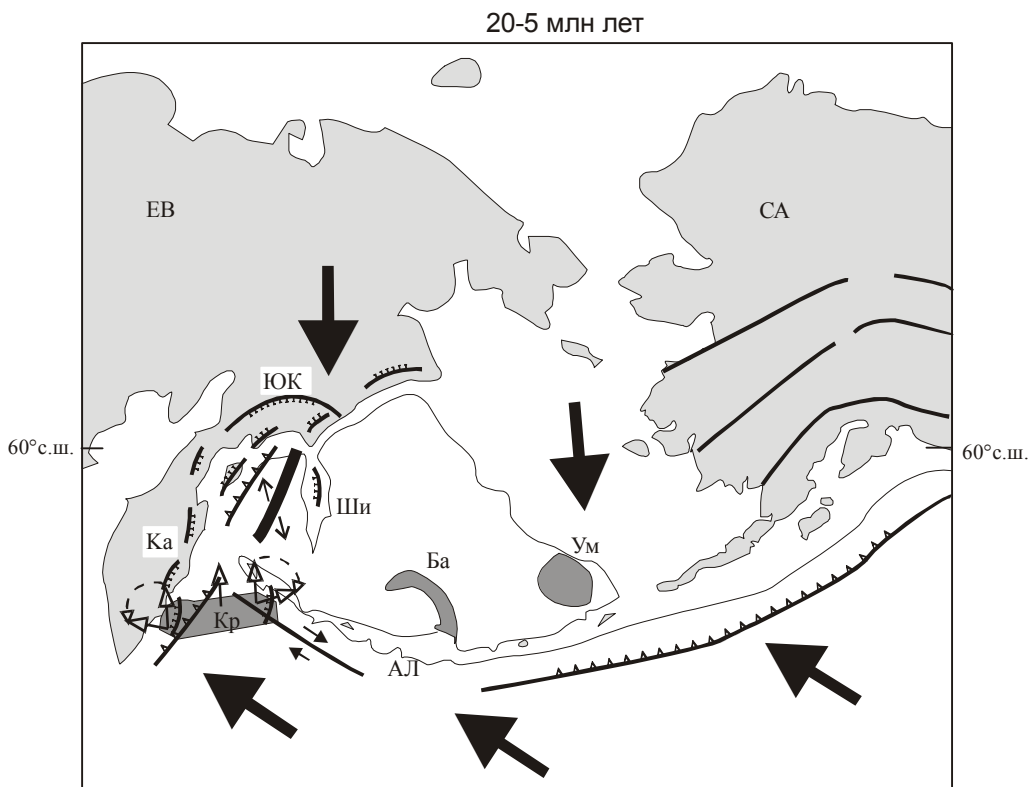


Рис. 11. Реконструкция процесса коллизии Кроноцкого островодужного сегмента.

Условные обозначения см. на рис. 7, 9.

сегмента, и начался (или продолжился) спрединг в Командорской котловине, который привел к новым деформациям в обрамлении Командорской котловины и формированию пояса плиоцен-четвертичных вулканитов островодужного и рифтогенного генезиса [8, 70]. Как показывают палеомагнитные данные по Говенской зоне, коллизионные и рифтогенные процессы не вызвали вращений блоков пород юга Корякии в горизонтальной плоскости.

Кроноцкий островодужный сегмент, вероятно, располагался к востоку от Южно-Корякского островодужного сегмента (рис. 7). По-видимому, субдукция океанической коры под Кроноцкий сегмент шла со стороны океана вплоть до среднего эоцена, так как по палеомагнитным данным дуга не испытывала значительных перемещений в этот период времени. В среднем эоцене в связи с прекращением спрединга в хребте Кула-Пацифик и изменением направления спрединга в Тихоокеанском поднятии с северного на северо-западное Кроноцкий сегмент стал перемещаться на северо-запад (рис. 7г, 11). В конце олигоцена–начале миоцена началась его коллизия – сначала с Алеутской плитой вдоль Командорского сдвига, затем с Камчатской окраиной. Реконструкция процесса коллизии показана на рис. 11. Блоки на востоке сегмента, участвующие в левостороннем перемещении вдоль Командорского сдвига, развернулись в горизонтальной плоскости по часовой стрелке. Блоки на западе сегмента косо столкнулись с Камчатской окраиной и развернулись против часовой стрелки (Кроноцкий п-ов). Блоки, располагающиеся близко к стыку Командорских и Камчатских структур, не претерпели сильных вращений.

ВЫВОДЫ

1. На Камчатке и юге Корякии можно выделить пять древних островодужных сегментов, остатки которых включены в покровно-складчатую структуру этих районов – Паланский, Восточно-Камчатский, Кроноцкий, Южно-Корякский и Говенский.

2. В позднем мелу островодужные сегменты располагались на западе Тихого океана в широтном интервале от тридцатого до пятьдесят пятого градуса северной широты и, возможно, вытягивались приблизительно параллельно окраине континента в виде единой островодужной системы, отделяя от океана бассейны шириной не более 1000 км.

3. Коллизия островодужных сегментов с материком была в разное время – от позднего мела до

миоцена – и протекала со сдвиговой компонентой (Паланский и Восточно-Камчатский сегменты) или без нее (Кроноцкий и Южно-Корякский сегменты).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты N00-05-64004 и 00-05-64005, и по гранту Президента РФ "Молодые доктора наук" (проект 02-15-99452).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Антипов М.П., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Стрoение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд.геол. 1997. Т. 72, вып. 2. С. 19–25.
3. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Белый А.В. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 2. С. 3045–3048.
4. Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М., Кодама К., Брагин Н.Ю., Федоров П.И., Брагина Л.Г., Ляпунов С.М. Палеомагнетизм позднемиоценовых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана // Геотектоника. 2002. № 1. С. 42–58.
5. Бахтеев М.К., Беньямовский В.И., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя–кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 77–84.
6. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
7. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1183–1187.
8. Богданов Н.А., Кепежинская П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины (Берингово море) // Тихоокеан. геология, 1988. № 8. С. 3–11.
9. Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С. и др. Средне-верхнеюрские радиолярии Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 2. С. 344–347.
10. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраин. и внутр. морей РАН, 2000.
11. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
12. Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитов Среднего хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 2. С. 233–236.
13. Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканы срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 3. С. 32–40.

14. Виноградов В. И., Григорьев В. С., Лейтес А. М. Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1988, № 9. С. 30–38.
15. Геологическая карта Камчатской области. 1:1500000, М.: Недра, 1976.
16. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 157 с.
17. Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Волобуева В.И., Музылев Н.Г., Таривердиева Т.И., Фрегатова Н.А. Планктон в палеогене п-ва Ильпинский // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.
18. Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Митрофанова Л.И., Синельникова В.Н. Расчленение олигоцен-нижнемиоценовых толщ Восточной Камчатки (залив Корфа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 3–16.
19. Госгеолкарта. 1:50000, М.: Недра, 1995.
20. Гуревич Е.Л., Суркис Ю.Ф. Палеомагнетизм позднемиоценовых пород Восточной Камчатки // Физика Земли. 1993. №3. С. 23–34.
21. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое-раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
22. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
23. Кепежинскас П.К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 174 с.
24. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ова Ильпинский // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.
25. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Коряжское нагорье) // Геотектоника, 1996. № 3. С. 82–96.
26. Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В. Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1997. № 3. С. 66–73.
27. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. Палеомагнетизм северо-западной части Олюторской зоны (юг Коряжского нагорья) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 81–91.
28. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л., Ярославцева Я.Ю. Палеомагнетизм геологических комплексов Олюторского хребта (юг Коряжского нагорья) // Физика Земли. 1999. № 2. С. 34–49.
29. Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. Палеомагнетизм и тектоника о.Карагинский (юг Коряжского нагорья) // Геотектоника. 1999б. № 2. С. 54–72.
30. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 1999. № 5. С. 58–77.
31. Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Злобин В.Л., Носорев А.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // Физика Земли, 2000. № 6. С. 1–14.
32. Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии // Геотектоника, 2001. № 5. С. 76–92.
33. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. О перемагничивании меловых и палеогеновых толщ Камчатки и юга Корякии // Тихоокеан. геология. 2002. № 5. С. 68–85.
34. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Курилов Д.В. Палеомагнетизм позднемиоценовых и кайнозойских геологических комплексов Западной и Восточной Камчатки // Физика Земли. 2002. № 6. С. 29–45.
35. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. 2002. 46 с.
36. Кузьмичев А.Б., Сухов А.Н. Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы. Материалы конф. М.: Ин-т литосферы окраин. и внутр. морей РАН, 2000. С. 33–36.
37. Курилов Д. В. Некоторые данные о возрасте кремнисто-го комплекса Паланского района (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Науч. мир, 2001. С. 142–146.
38. Левашова Н.М. Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. 1999. 22 с.
39. Леднева Г.В., Гарвер Д.И., Ледерер Д., Шапиро М.Н., Брэндон М.Т., Колочер К. Геохимия и ФТ возраст кислых галек из олигоценового флиша и меланжа о.Карагинского // Тезисы 7-ой Международной конференции по тектонике плит им. Л.П.Зоненшайна. М.: Науч. мир, 2001. С. 509–510.
40. Мороз Ю.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист О-57-XXVI. Сер. Западно-Камчатская. М.: Недра, 1965.
41. Нижний палеоген западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с.
42. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
43. Рихтер А.В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
44. Савостин Л.А., Хейфец А.Н. Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.:ВНИГРИ, 1988. С. 127–140.
45. Сидорчук И.А., Ханчук А.И. Мезозойский глаукофановый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 150–155.
46. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Д.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН СССР. 1998. Т. 360, № 5. С. 345–348.
47. Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Науч. мир, 2001. С. 35–40.

48. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 56–74.
49. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
50. Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Какыйне // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139–146.
51. Тарарин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Докл. АН, 1977б. Т. 234, № 3. С. 677–680.
52. Тарарин И. А. Коматиит-базальтоидный комплекс Срединно-Камчатской метаморфической зоны и его место в геологической истории региона // Докл. АН СССР, 1981. Т. 260, № 5. С. 1226–1230.
53. Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в срединно-камчатской метаморфической зоне // Тихокеан. геология. 1988. № 1. С. 63–70.
54. Тарарин И.А. Геохимические особенности и геотектоническая обстановка формирования метаморфических пород в аккреционной призме о. Карагинский // Геохимия, 1999. № 9. С. 967–975.
55. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объясн. зап. к тектон. карте северо-востока Азии масштаба 1:5 000 000. М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
56. Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. 269 с.
57. Федорчук А.В., Извеков И.Н., Вишневская В.С. Строение и возраст кремнисто-вулканогенных толщ ветровьямского аллохтона // Изв. вузов. 1991. № 8. С. 46–55.
58. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
59. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.
60. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.
61. Ханчук А.И. Эвгеосинклинальные комплексы Срединного хребта Камчатки и их место в системе мезокайнозойских сооружений региона // Геотектоника. 1978. № 5. С. 67–77.
62. Ханчук А. И. Геология и происхождение срединно-камчатского кристаллического массива // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 45–53.
63. Ханчук А. И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
64. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.:Недра, 1982. С. 80–102.
65. Хубуная С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого п-ва (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 36–48.
66. Цуканов Н.В., Вишневская В.С., Каразина Г.Х., Витухин Д.И. Вещественный состав и возраст кремнистых пород, драгированных с хребта Ширшова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80–85.
67. Чамов Н.П. Обстановки и история формирования меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений юга Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН, 1994. 22 с.
68. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов хр.Омгон. // Физика Земли, 2001, № 5. С. 68–77.
69. Чернов Е.Е. Тектоническая интерпретация палеомагнитных данных по мезозойским и кайнозойским комплексам Западной Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. 2002. 24 с.
70. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.:Наука, 1993. 272 с.
71. Чехович В.Д., Коваленко Д.В. Тектоническая интерпретация структурной неоднородности складчатого обрамления Командорской котловины (анализ палеомагнитных и структурных данных) // Докл. АН. 1999. Т. 369, № 4. С. 507–510.
72. Чехович В.Д. и Богданов Н.А. Кайнозойская история северо-западного обрамления глубоководных котловин Берингова моря, Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 3–12.
73. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое (Сев. Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66–74.
74. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые, 1973. № 5. С. 67–74.
75. Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
76. Шапиро М.Н. Позднемеловая ачайваям-валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит северной пачифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
77. Шапиро М.Н., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Региональные угловые несогласия в кайнозое Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 47–60.
78. Шикова Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук, 1997. 22 с.
79. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки; Строение и эволюция // Геотектоника. 1979. № 2. С. 80–93.
80. Эоцен западной Камчатки. М.:Наука, 1991. 181 с.
81. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Island: tectonic implication // Tectonophysics. 1992. V. 201, N 1/2. P. 157–174.
82. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // J.Geophys. Res. 1980. V.85. P. 7115–7131.
83. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200Ma. 1991, Journal of Geophysical Research, V. 96, P. 4029–4050.

84. Chekhovich V.D., Kovalenko D.V., Ledneva G.V. Cenozoic history of the Bering Sea and its northwestern margin // *The Island Arc*. 1999. N 8. P. 23-134.
85. Geist E.L., Vallier T.L., Schooll D.W., 1994, Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // *Geol. Soc. of Am. Bull.* V.106, N 9. P. 1182–1194.
86. Engebretson D.S., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1985. 206. 59 p.
87. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implication // *Geol. Soc. of America Bull.* May 1988. P. 733–754.
88. Rubenstone J.L. Geology geochemistry of early submarine volcanic rocks of the Aleutian island and their bearing on the development of the Aleutian island arc / (Ph.D.Thesis). Cornell University, Ithaca N.Y., 1984. 350 p.
89. Sager W.W. Late Eocene and Maastrichtian paleomagnetic poles for the Pacific plate: implications for the validity of seamount paleomagnetic data // *Tectonophysics*. 1987. 144/4. P. 301–314.

Поступила в редакцию 21 января 2003 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

D.V. Kovalenko, Ye.Ye. Chernov

Paleomagnetism and tectonic evolution of Kamchatka and Southern Koryakia

Five island-arc segments were reconstructed for Kamchatka and Southern Koryakia. In the Late Cretaceous, the island-arc segments were located between 30° to 55° N and bounded the basins not more than 1,000 km wide. The collision of the segments with the continent occurred in different periods during the Late Cretaceous and Cenozoic.